

**Zur pedologischen Relativdatierung
glazialgeomorphologischer Befunde aus dem Dhaulagiri- und
Annapurna-Himalaja im Einzugsgebiet des Kali Gandaki
(Zentral-Nepal)**

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt von
Markus Wagner
aus Kassel

Göttingen, den 08.01.2007

D7

Referent: Prof. Dr. Matthias Kuhle

Korreferentin: PD Dr. Lasafam Iturrizaga

Tag der mündlichen Prüfung: 07.02.2007

Die Buchausgabe dieser Dissertation ist beim Shaker-Verlag in der Reihe „Geography International“ (Hrsg. Prof. Dr. Matthias Kuhle) erschienen

This disseration is published in book form by the Shaker publishing company in the series 'Geography International' (editor: Prof. Dr. Matthias Kuhle)

ISBN 978-3-8322-6725-4

<http://www.shaker.de>

<http://www.shaker.eu>

Markus Wagner

**Zur pedologischen Relativdatierung
glazialgeomorphologischer Befunde aus dem Dhaulagiri-
und Annapurna-Himalaja im Einzugsgebiet des Kali
Gandaki (Zentral-Nepal)**

*Pedological relative dating of glaciogeomorphological features from
the Dhaulagiri and Annapurna Himalaya along the catchment of the
Kali Gandaki (central Nepal)*

mit 15 Tabellen, 162 Figuren und 54 Photos

with 15 tables, 162 figures, 54 photos and extended summary in english

Vorwort

Die vorliegende Arbeit geht der Frage nach, wie gut sich pedochronologische Datierungsmethoden zur Relativdatierung glazigener Akkumulationen im extremen Hochgebirge eignen. Für die Anregung zu diesem Dissertationsprojekt und die Betreuung der Arbeit möchte ich mich bei Herrn Professor Dr. Matthias Kuhle bedanken, für die Übernahme des Korreferats bei Frau Privatdozentin Dr. Lasafam Iturizaga. Ein Stipendium der Graduiertenförderung des Landes Niedersachsen schuf dabei den finanziellen Freiraum zur Durchführung der zeitintensiven Geländearbeiten und Laboranalysen.

Sechswöchige Geländearbeiten wurden zwischen Oktober und November 2001 im Einzugsgebiet des Kali Gandaki im zentralnepalesischen Himalaja durchgeführt. Die durch den Geländeaufenthalt anfallenden Zusatzkosten wurden dabei durch ein Aufstockungsstipendium des DAAD abgedeckt. Für die große Unterstützung bei der Organisation der Forschungsreisen sei stellvertretend Frau Doma Lama, Herrn Gyaltsen Sherpa, sowie Herrn Dil Kumar gedankt.

Ein Großteil der pedologischen Laboranalysen erfolgte im Labor des Geographischen Instituts der Universität Göttingen. Für die fachliche Beratung und intensive Unterstützung bei der Planung und Durchführung der Laborarbeit möchte ich dem Laborleiter Dr. Jürgen Grotheer, sowie Frau Petra Voigt und Frau Anja Södje herzlich danken. Die Korngrößenanalyse wurde teilweise im Institut für Chemie und Biologie des Meeres in Wilhelmshaven

durchgeführt. Ich danke der Institutsleiterin Frau Dr. Gisela Gerdes, sowie Frau Elke Ahrensfield für die unkomplizierte Bereitstellung der Laborausrüstung. Herrn Professor Dr. Gerhard Wörner, Herrn Dr. Gerald Hartmann und Frau Angelika Reitz vom Geowissenschaftlichen Zentrum der Universität Göttingen, Abteilung Geochemie, sei gedankt für die Möglichkeit zur Durchführung der Röntgenfluoreszenzanalysen, sowie die geduldige Einarbeitung und Betreuung bei der Probenvorbereitung. Ein Teil der Kosten für die RFA-Analysen übernahm dankenswerterweise der Universitätsbund Göttingen e.V.. Herrn Dr. Ludwig Haumaier vom Lehrstuhl für Bodenökologie der Universität Bayreuth gilt mein Dank für wertvolle Hinweise zur Durchführung einiger spezieller pedochronologischer Analyseverfahren.

Für zahlreiche fruchtende und anregende Diskussionen zum Inhalt und zur Form der Arbeit gilt insbesondere Frau Dr. Sigrid Meiners und Herrn Dr. Oliver König großer Dank.

Besonderer Dank gebührt meinen Eltern, welche neben ihrer finanziellen Unterstützung mit großer Geduld die Promotionszeit begleiteten und nicht zuletzt durch ihre akribische Durchsicht des Manuskripts zum Gelingen der Arbeit beitrugen.

Göttingen im Februar 2007

Markus Wagner

Inhaltsverzeichnis

	Vorwort	
	Inhaltsverzeichnis.....	VII
	Tabellenverzeichnis.....	XI
	Figurenverzeichnis.....	XIII
	Photoverzeichnis.....	XV
	Anhangverzeichnis.....	XVI
	Abkürzungsverzeichnis.....	XVII
1	Einleitung.....	1
1.1	Problemstellung und Zielsetzung.....	1
1.2	Gang der Abhandlung.....	2
1.3	Stand der Forschung.....	2
2	Material und Methoden.....	7
2.1	Glazialgeomorphologie.....	7
2.1.1	Methoden der Schneegrenzberechnung.....	8
2.1.2	Auswahl der Schneegrenzberechnungsmethoden.....	10
2.1.3	Die Schneegrenze als relativchronologisches Instrument.....	11
2.2	Bodenprofilaufnahme, Probennahme sowie pedophysikalische und pedochemische Laboranalyseverfahren.....	12
2.3	Pedochronologische Auswertungsmethoden und Indizes.....	13
2.3.1	Auf der Elementverlagerung beruhende pedochronologische Auswertungsmethoden und Indizes.....	13
2.3.2	Auf der Bildung pedogener Oxide und der Bodenfarbe beruhende pedochronologische Auswertungsmethoden und Indizes.....	20
2.3.3	Auf der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens beruhende pedochronologische Auswertungsmethoden und Indizes.....	24
2.4	Pedochemische und pedophysikalische Indizes zur Überprüfung der Profilhomogenität.....	26
3	Generelle Anmerkungen zur Relation und Tragfähigkeit der verwendeten Schneegrenzmethode vor dem Hintergrund der Rekonstruktion vorzeitlicher Schneegrenzverläufe im extremen Hochgebirge des Himalaja.....	29
4	Das Untersuchungsgebiet.....	33
4.1	Zur Orographie, dem Klima und der naturräumlichen Ausstattung des oberen Kali Gandaki und seiner Nebentäler.....	33
5	Das Jhon Khola.....	41
5.1	Das Thoron Khola und das Linke Thoron Khola Seitental.....	43
5.1.1	Zur Glazialgeomorphologie und der Auswahl geeigneter Bodenprofilstandorte im Thoron Khola, Linken Thoron Khola Seitental und Dhanladada Khola.....	45
5.1.2	Zum Verlauf der rezenten und vorzeitlichen Schneegrenze im Thoron Khola, Linken Thoron Khola Seitental und Dhanladada Khola.....	51
5.1.3	Zusammenfassung: Zur Chronologie der Bodenprofilstandorte auf Basis der Glazialgeomorphologie und resultierender Schneegrenzberechnungen.....	57
5.1.4	Beschreibung der Bodenprofile im Thoron Khola, Linken Thoron Khola Seitental und Dhanladada Khola.....	59
5.1.5	Ergebnisse der Verwitterungsindizes für die Bodenprofile im Thoron Khola, Linken Thoron Khola Seitental und Dhanladada Khola.....	61
5.1.5.1	Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes.....	62

5.1.5.2	Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxiden und der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes.....	65
5.1.5.3	Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes.....	67
5.1.6	Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse der pedochronologischen Untersuchung.....	67
5.1.7	Zusammenfassung: Zur Eignung der pedochronologischen Untersuchung als Maßstab der Vergletscherungsgeschichte im Thoron Khola, Linken Thoron Khola Seitental und Dhanladada Khola.....	69
5.2	Das Madek Dumda Khola.....	71
5.2.1	Zur Glazialgeomorphologie und der Auswahl geeigneter Bodenprofilstandorte im Madek Dumda Khola.....	71
5.2.2	Zum Verlauf der vorzeitlichen Schneegrenze im Madek Dumda Khola.....	74
5.2.3	Zusammenfassung: Zur Chronologie der Bodenprofilstandorte auf Basis der Glazialgeomorphologie und resultierender Schneegrenzberechnungen.....	77
5.2.4	Beschreibung der Bodenprofile im Madek Dumda Khola.....	79
5.2.5	Ergebnisse der Verwitterungsindizes für die Bodenprofile im Madek Dumda Khola.....	81
5.2.5.1	Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes.....	82
5.2.5.2	Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxiden und der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes.....	84
5.2.5.3	Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes.....	86
5.2.6	Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse der pedochronologischen Untersuchung.....	87
5.2.7	Zusammenfassung: Zur Eignung der pedochronologischen Untersuchung als Maßstab der Vergletscherungsgeschichte im Madek Dumda Khola und Dhanladada Khola.....	88
6	Das Thini Khola.....	91
6.1	Zur Glazialgeomorphologie und der Auswahl geeigneter Bodenprofilstandorte im Thini Khola.....	93
6.2	Zum Verlauf der rezenten und vorzeitlichen Schneegrenze im Thini Khola.....	97
6.3	Zusammenfassung: Zur Chronologie der Bodenprofilstandorte auf Basis der Glazialgeomorphologie und resultierender Schneegrenzberechnungen.....	101
6.4	Beschreibung der Bodenprofile im Thini Khola.....	103
6.5	Ergebnisse der Verwitterungsindizes für die Bodenprofile im Thini Khola.....	105
6.5.1	Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes.....	105
6.5.2	Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxiden und der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes.....	107
6.5.3	Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes.....	108
6.6	Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse der pedochronologischen Untersuchung.....	109
6.7	Zusammenfassung: Zur Eignung der pedochronologischen Untersuchung als Maßstab der Vergletscherungsgeschichte im Thini Khola.....	110
7	Die Westabdachung des Nilgiri-Massivs und der Mündungsbereich des Thapa Khola.....	111
7.1	Zur Glazialgeomorphologie und der Auswahl geeigneter Bodenprofilstandorte an der Westabdachung des Nilgiri-Massivs und dem Mündungsbereich des Thapa Khola.....	113
7.2	Zum Verlauf der rezenten und vorzeitlichen Schneegrenze an der Westabdachung des Nilgiri-Massivs und dem Mündungsbereich des Thapa Khola.....	117
7.3	Zusammenfassung: Zur Chronologie der Bodenprofilstandorte auf Basis der Glazialgeomorphologie und resultierender Schneegrenzberechnungen.....	120

7.4	Beschreibung der Bodenprofile an der Westabdachung des Nilgiri-Massivs und dem Mündungsbereich des Thapa Khola.....	123
7.5	Ergebnisse der Verwitterungsindizes für die Bodenprofile an der Westabdachung des Nilgiri-Massivs und dem Mündungsbereich des Thapa Khola.....	125
7.5.1	Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes.....	125
7.5.2	Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxiden und der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes.....	127
7.5.3	Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes.....	128
7.6	Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse der pedochronologischen Untersuchung.....	129
7.7	Zusammenfassung: Zur Eignung der pedochronologischen Untersuchung als Maßstab der Vergletscherungsgeschichte an der Westabdachung des Nilgiri-Massivs und dem Mündungsbereich des Thapa Khola.....	130
8	Das Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja.....	133
8.1	Zur Glazialgeomorphologie und der Auswahl geeigneter Bodenprofilstandorte im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja.....	135
8.2	Zum Verlauf der rezenten und vorzeitlichen Schneegrenze im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja.....	142
8.3	Zusammenfassung: Zur Chronologie der Bodenprofilstandorte auf Basis der Glazialgeomorphologie und resultierender Schneegrenzberechnungen.....	148
8.4	Beschreibung der Bodenprofile im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja.....	151
8.5	Ergebnisse der Verwitterungsindizes für die Bodenprofile im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja.....	155
8.5.1	Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes.....	156
8.5.1.1	Die Bodenprofile 20, 21 und 22 im Bereich des Dhampus-Beckens.....	156
8.5.1.2	Die Bodenprofile 23, 24, 25 und 26 südlich des Dhampus-Beckens.....	257
8.5.2	Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxiden und der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes.....	159
8.5.2.1	Die Bodenprofile 20, 21 und 22 im Bereich des Dhampus-Beckens.....	159
8.5.2.2	Die Bodenprofile 23, 24, 25 und 26 südlich des Dhampus-Beckens.....	160
8.5.3	Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes.....	161
8.5.3.1	Die Bodenprofile 20, 21 und 22 im Bereich des Dhampus-Beckens.....	161
8.5.3.2	Die Bodenprofile 23, 24, 25 und 26 südlich des Dhampus-Beckens.....	162
8.6	Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse der pedochronologischen Untersuchung.....	163
8.7	Zusammenfassung: Zur Eignung der pedochronologischen Untersuchung als Maßstab der Vergletscherungsgeschichte im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja.....	165
9	Zusammenfassende Darstellung und Beurteilung der Befunde aus den untersuchten Teileinzugsgebiete des Kali Gandaki.....	169
9.1	Zu den glazialgeomorphologischen Befunden ausgewählter Einzugsgebiete des Kali Gandaki.....	169
9.2	Zusammenfassende Beurteilung der Schneegrenzberechnungen vorzeitlicher Gletscherstadien in ausgewählten Einzugsgebieten des Kali Gandaki.....	170
9.3	Zusammenfassende Beurteilung der Möglichkeit der pedologischen Relativdatierung glazigener Akkumulationen in ausgewählten Einzugsgebieten des Kali Gandaki.....	174
10	Zusammenfassung.....	177
11	Extended Summary.....	179
11.1	Glacial morphological results of selective topographic catchment areas of the Kali Gandaki.....	179

11.2	Concluding assessment of the ELA-calculation of prehistoric glacier stages in selected catchment areas of the Kali Gandaki.....	180
11.3	Concluding assessment of the options for pedological relative dating of glacigenic accumulations in selected catchment areas of the Kali Gandaki.....	184
12	Summary.....	187
13	Literaturverzeichnis.....	189
	Tabellen 1 – 15	
	Figuren 1 – 162	
	Photos 1 – 54	
	Anhang 1 – 9	

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Vergletscherungsstadien der Gebirge Hochasiens von den rißzeitlichen bis zu den rezenten Gletscherständen mit ihren entsprechenden Schotterfluren (Sander- und Sanderterrassen), ihrer angenäherten Altersstellung und der Höhe ihrer Schneegrenzdepressionen (KUHLE 2004), modifiziert).

Table 1: Glacier stadia of the mountains in High Asia from the pre-Last High Glacial (pre-LGM) to the present day glacier margins and the pertinent sander (glaciofluvial gravel plains and gravel terraces) with the approximate age and ELA-depression (KUHLE 2004, modified).

Tabelle 2: Übersicht über die Gletschergruppen, ihre Merkmale und die zugehörige Regressionsgleichung zur Ermittlung des Faktors der Schneegrenzdifferenz (FSD) aus der Differenz von Nährgebiets- und Zehrgebietswinkel ($\alpha - \delta$) nach der Schneegrenzberechnungsmethode von KUHLE (1986b).

Table 2: Glacier groups used in the method of ELA calculation according to KUHLE (1986b), including their attributes and the regression equations by which the factor of snowline difference (FSD) is derived from the difference accumulation area angle – ablation area angle ($\alpha - \delta$).

Tabelle 3: Übersicht über die auf der Elementverlagerung beruhenden pedochronologischen Auswertungsmethoden und Indizes.

Table 3: Pedochronological weathering indices depending on the element dislocation.

Tabelle 4: Übersicht über die auf der Bildung pedogener Oxide und der Bodenfarbe beruhenden pedochronologischen Auswertungsmethoden und Indizes.

Table 4: Pedochronological weathering indices depending on the development of pedogenic oxides and the soil colour.

Tabelle 5: Umrechnung des Farbtonwertes von Munsell in den H_{Hurst} -Wert zur Berechnung des Farbindex nach HURST (1977).

Table 5: Conversion of the soil colour (hue) according to Munsell into the H_{Hurst} value for calculating the colour index after HURST (1977).

Tabelle 6: Umrechnung des Farbtonwertes von Munsell in den $H_{Buntley}$ -Wert zur Berechnung des Farbindex nach BUNTLEY (1965).

Table 6: Conversion of the soil colour (hue) according to Munsell into the $H_{Buntley}$ value for calculating the colour index after BUNTLEY (1965).

Tabelle 7: Übersicht über die auf der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens beruhenden pedochronologischen Auswertungsmethoden und Indizes.

Table 7: Pedochronological weathering indices depending on the grain size distribution of the fine earth.

Tabelle 8: Übersicht über die pedochemischen und pedophysikalischen Indizes zur Überprüfung der Profilhomogenität.

Table 8: Pedochemical and pedophysical indices used for checking the soil profile homogeneity.

Tabelle 9: Übersicht der Erdzeitalter, Formationen und petrographischen Zusammensetzung der Geologie entlang des Kali Gandaki zwischen Dana und Kagbeni (nach GODIN 2003).

Table 9: Geological era, formation and petrography along the Kali Gandaki between Dana and Kagbeni (after GODIN 2003).

Tabelle 10: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 1, 2, 3, 8 und 9 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).

Table 10: Location and soil development age of soil profile 1, 2, 3, 8 and 9 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Tabelle 11: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 4, 5, 6, 7 und 8 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).

Table 11: Location and soil development age of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Tabelle 12: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 12, 13, 14, 15 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).

Table 12: Location and soil development age of soil profile 12, 13, 14 and 15 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Tabelle 13: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 16, 17, 18, 19 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).

Table 13: Location and soil development age of soil profile 16, 17, 18 and 19 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Tabelle 14: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 20, 21 und 22 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).

Table 14: Location and soil development age of soil profile 20, 21 and 22 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Tabelle 15: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 23, 24, 25, 26 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).

Table 15: Location and soil development age of soil profile 23, 24, 25 and 26 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Figurenverzeichnis

Figuren 1-5: Schematische Darstellung von Verwitterungsdiagrammen zur Veranschaulichung des sich in den Diagrammen abzeichnenden Verwitterungstrends

Figures 1-5: Schematic weathering diagrams demonstrating the expected weathering trend

Figuren 6-9: Abbildungen zur Charakterisierung des Untersuchungsgebietes

Figures 6-9: Figures characterising the investigation areas

Figur 10: Kartierung der Glazialgeomorphologie, der Bodenprofilstandorte und Photostandorte für das Jhon Khola (mit Thoron Khola und Madek Dumda Khola)

Figure 10: Map of the Jhon Khola (with Thoron Khola and Madek Dumda Khola) including glaciogeomorphology, soil profile locations and the line of site of the photos

Figuren 11-22: Abbildungen zur Schneegrenzberechnung im Thoron Khola und Linken Thoron Khola Seitental

Figures 11-22: Figures illustrating the ELA calculation for the Thoron Khola and the left tributary of the Thoron Khola

Figuren 26-39: Abbildungen zur pedologischen Relativdatierung im Thoron Khola und Linken Thoron Khola Seitental

Figures 26-39: Results of pedological relative dating for profiles along the Thoron Khola and the left tributary of the Thoron Khola

Figuren 40-45: Abbildungen zur Schneegrenzberechnung im Madek Dumda Khola

Figures 40-45: Figures illustrating the ELA calculation for the Madek Dumda Khola

Figuren 46-64: Abbildungen zur pedologischen Relativdatierung im Madek Dumda Khola

Figures 46-64: Results of pedological relative dating for profiles along the Madek Dumda Khola

Figur 65: Kartierung der Glazialgeomorphologie, der Bodenprofilstandorte und Photostandorte für das Thini Khola, die Nilgiri-W-Abdachung und das Thapa Khola

Figure 65: Map of the Thini Khola, the Nilgiri-W-Face and the Thapa Khola including glaciogeomorphology, soil profile locations and the line of site of the photos

Figuren 66-72: Abbildungen zur Schneegrenzberechnung im Thini Khola

Figures 66-72: Figures illustrating the ELA calculation for the Thini Khola

Figuren 73-89: Abbildungen zur pedologischen Relativdatierung im Thini Khola

Figures 73-89: Results of pedological relative dating for profiles along the Thini Khola

Figuren 90-97: Abbildungen zur Schneegrenzberechnung an der Nilgiri-W-Abdachung und im Thapa Khola

Figures 90-97: Figures illustrating the ELA calculation for the Nilgiri-W-Face and the Thapa Khola

Figuren 98-114: Abbildungen zur pedologischen Relativdatierung an der Nilgiri-W-Abdachung und im Thapa Khola

Figures 98-114: Results of pedological relative dating for profiles along the Nilgiri-W-Face and the Thapa Khola

Figur 115: Kartierung der Glazialgeomorphologie, der Bodenprofilstandorte und Photostandorte für das Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja (Dhampus-Becken und der südlich angrenzende Bereich)

Figure 115: Map of the Kali Gandaki south of the Higher Himalaya (Dhampus Basin and south of the Dhampus Basin) including glaciogeomorphology, soil profile locations and the line of site of the photos

Figuren 116-124: Abbildungen zur Schneegrenzberechnung im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja (Dhampus-Becken und der südlich angrenzende Bereich)

Figures 116-124: Figures illustrating the ELA calculation for the Kali Gandaki south of the Higher Himalaya (Dhampus Basin and south of the Dhampus Basin)

Figuren 125-162: Abbildungen zur pedologischen Relativdatierung im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja (Dhampus-Becken und der südlich angrenzende Bereich)

Figures 125-162: Results of pedological relative dating for profiles along the Kali Gandaki south of the Higher Himalaya (Dhampus Basin and south of the Dhampus Basin)

Photoverzeichnis

Photos 1-21: Photos zur Glazialgeomorphologie und zur Lage der Bodenprofilstandorte im Jhon Khola und Thoron Khola (vgl. Lage der Photostandorte in Figur 10)

Photos 1-21: Glaciogeomorphological features and positions of the soil profiles in the Jhon Khola and Thoron Khola (cf. Soil profile positions in Figure 10)

Photos: 22-27: Photos zur Glazialgeomorphologie und zur Lage der Bodenprofilstandorte im Madek Dumda Khola (vgl. Lage der Photostandorte in Figur 10)

Photos: 22-27: Glaciogeomorphological features and positions of the soil profiles in the Madek Dumda Khola (cf. Soil profile positions in Figure 10)

Photos 28-36: Photos zur Glazialgeomorphologie und zur Lage der Bodenprofilstandorte im Thini Khola (vgl. Lage der Photostandorte in Figur 65)

Photos 28-36: Glaciogeomorphological features and positions of the soil profiles in the Thini Khola (cf. Soil profile positions in Figure 65)

Photos 37-43: Photos zur Glazialgeomorphologie und zur Lage der Bodenprofilstandorte im Bereich der Nilgiri-W-Abdachung und des Thapa Khola (vgl. Lage der Photostandorte in Figur 65)

Photos 37-43: Glaciogeomorphological features and positions of the soil profiles around the Nilgiri-W-Face and the Thapa Khola (cf. Soil profile positions in Figure 65)

Photos 44-54: Photos zur Glazialgeomorphologie und zur Lage der Bodenprofilstandorte im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja (Dhampus-Becken und der südlich angrenzende Bereich) (vgl. Lage der Photostandorte in Figur 115)

Photos 44-54: Glaciogeomorphological features and positions of the soil profiles in the Kali Gandaki south of the Higher Himalaya (Dhampus Basin and south of the Dhampus Basin) (cf. Soil profile positions in Figure 115)

Anhangverzeichnis

Anhang 1: Übersicht der berechneten Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen aller Methoden

Appendage 1: Final results for the ELA calculations of all methods used

Anhang 2: Detailangaben zu den Schneegrenzberechnungen der Methoden KUHLE (1986b), HÖFER (1879) und LOUIS (1954/55)

Appendage 2: ELA calculations after the methods of KUHLE (1986b), HÖFER (1879) und LOUIS (1954/55)

Anhang 3: Detailangaben zu den Schneegrenzberechnungen der Methode JACOBSEN (1990)

Appendage 3: ELA calculations after the method of JOCABSEN (1990)

Anhang 4: Detailangaben zu den Schneegrenzberechnungen der Methode Kuhle-Variante-2

Appendage 4: ELA calculations after the method Kuhle-Variante-2

Anhang 5: Ergebnisse der auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes

Appendage 5: Results of the soil weathering indices based on element depletion

Anhang 6: Ergebnisse der auf Basis pedogener Oxide und der Bodenfarbe erstellten Verwitterungsindizes

Appendage 6: Results for the weathering indices based on the development of pedogene oxides and the soil colour

Anhang 7: Ergebnisse der auf Basis der Korngrößenverteilung des Feinbodens erstellten Verwitterungsindizes

Appendage 7: Results for the weathering indices based on the grain size distribution within the fine earth

Anhang 8: Ergebnisse der pedochemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes

Appendage 8: Results for the pedochemical and granulometrical homogeneity indices

Anhang 9a-f: pedochemische und granulometrische Homogenitätsindizes: Quotient aus den Werten benachbarter Bodenhorizonte

Appendage 9a-f: homogeneity index fS/gS: quotient of the neighbouring soil horizons

Abkürzungsverzeichnis

a	Jahre / <i>years</i>
AAR	Accumulation Area Ratio
BP	Before Present
Al _d	Fraktion pedogener Al-Oxide (aus Dithionitextraktion) / <i>pedogene Al</i>
Al _o	Fraktion der amorphen pedogenen Al-Oxide (aus Oxalateextraktion) / <i>amorphous pedogene Al</i>
Al _t	Gesamt-Al / <i>total Al</i>
¹⁴ C	Radiocarbonatierung / <i>radiocarbon dating</i>
CRN	Oberflächenexpositionsdatierungen mittels kosmogener Radionuklide / <i>CRN dating</i>
ELA	Equilibrium Line Altitude
Fe _d	Fraktion pedogener Fe-Oxide (aus Dithionitextraktion) / <i>pedogene Fe</i>
Fe _o	Fraktion der amorphen pedogenen Fe-Oxide (aus Oxalateextraktion) / <i>amorphous pedogene Fe</i>
Fe _t	Gesamt-Fe / <i>total Fe</i>
FSD	Faktor der Schneegrenzdifferenz nach KUHLE (1986b) / <i>factor of snow line deviation</i>
GPS	Global Position System
GT	Glaciation threshold
GWL	Gleichgewichtslinie / <i>equilibrium line</i>
ICP-OES	Optische Emissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Hochfrequenzplasma / <i>Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry</i>
IRS	Infrarot Stimulierte Lumineszenzdatierung / <i>Infrared-stimulated luminescence Dating</i>
ka	1000 Jahre / <i>1000 years</i>
OSL	Optisch Stimulierte Lumineszenzdatierung / <i>Optical-stimulated luminescence Dating</i>
RFA	Röntgenfluoreszenzanalyse / <i>X-ray Fluorescence Spectrometry</i>
S, gS, mS, fS	Sand, Grobsand, Mittelsand, Feinsand / <i>sand (coarse, medium, fine)</i>
So	Sortierungskoeffizient nach MÜLLER (1964) / <i>sorting coefficient</i>
S _m	rechnerische Schneegrenze nach KUHLE (1986b) / <i>numerical ELA</i>
S _r	reale Schneegrenze nach KUHLE (1986b) / <i>real ELA</i>
T, fT	Ton, Feinton / <i>clay, fine clay</i>
TL	Thermolumineszenzdatierung / <i>Thermoluminescence Dating</i>
TSAM	Toe To Summit Altitude Methods
U, gU, mU, fU	Schluff, Grobschluff, Mittelschluff, Feinschluff / <i>silt (coarse, medium fine)</i>
WRB	world reference base for soil resources (WRB 1998)

1 Einleitung

Die hier vorgestellten Untersuchungen aus dem zentralnepalesischen Hochgebirgsraum des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja befassen sich in einem ersten Schritt mit der geomorphologischen Identifizierung und relativchronologischen Gliederung des glazigenen Formenschatzes, ehe in einem zweiten Schritt eine Auswahl der zuvor rekonstruierten glazigenen Akkumulationskörper einer pedologischen Relativdatierung unterzogen werden, deren Anwendbarkeit anschließend zu diskutieren ist.

Die Glazialgeomorphologie versteht sich als die grundlegende Methode zur Rekonstruktion vorzeitlicher Vergletscherung. Über eine Reliefanalyse werden dabei glazigene Erosions- und Akkumulationsformen identifiziert und der sich aus der Anordnung der Formen innerhalb der Landschaft und zueinander ergebende Lagebezug ermöglicht zusätzlich eine relativchronologische Zuordnung zu Phasen unterschiedlicher Gletscherausdehnung und damit eine Ableitung der Vergletscherungsgeschichte. Über Schneegrenzberechnungen lassen sich diese Vergletscherungsphasen auch bei lückenhafter Erhaltung der glazigenen Formen, sowie bei einem Vergleich verschiedener Gebiete zuverlässig relativchronologisch einordnen. Insbesondere im Himalaja existiert seit Jahrzehnten, infolge einer widersprüchlichen Interpretation der Landschaftsformen, eine kontroverse Diskussion über das Ausmaß vorzeitlicher Vergletscherung (vgl. u.a. KUHLE 1980, 1982a, 1983, 2004, IWATA 1984), FORT 1985, 2000). Seit einigen Jahren konzentrieren sich die Untersuchungen auf die absolute Datierung mittels optisch stimulierter Lumineszenz (OSL) oder kosmogener Radionuclide (CRN) und jüngst auch vermehrt auf die, in dieser Arbeit zur Anwendung kommende, pedologische Relativdatierung. Dabei entsteht zunehmend der Eindruck, dass der primären Präsentation des geomorphologischen Nachweises des zu datierenden glazigenen Formenschatzes, eine nur noch untergeordnete Bedeutung zukommt. Dem entgegengerichtet gilt es daher für die hier vorliegende Arbeit zu betonen, dass die glazialgeomorphologischen Befunde als Basis der vergletscherungsgeschichtlichen Forschung in angemessener Ausführlichkeit vorgestellt und diskutiert werden müssen, um eine anschließende, seriöse Prüfung der Möglichkeiten einer pedologischen Relativdatierung glazigener Akkumulationen überhaupt erst zu gestatten.

Die pedologische Relativdatierung glazigener Akkumulationen beruht auf der Annahme, dass sich aus dem relativen Verwitterungsgrad eines Bodens des-

sen relatives Alter und damit auch das relative Alter des Akkumulationskörpers ableiten lässt, auf welchem sich der Boden entwickelt hat. Dies setzt einen möglichst primären Erhaltungszustand der glazigenen Akkumulation und ähnliche Bodenbildungsbedingungen an den zu vergleichenden Bodenprofilstandorten voraus, was jedoch bei den häufig im Fokus vergletscherungsgeschichtlicher Untersuchungen stehenden Hochgebirgsräumen nicht immer gewährleistet ist.

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Möglichkeiten und Grenzen einer pedologischen Relativdatierung glazigener Akkumulationen unter den erschwerten Bedingungen der extremen Reliefverhältnisse des Himalajas zu überprüfen. Aus den zuvor genannten Gründen muss hierfür jedoch zunächst eine ausführliche glazialgeomorphologische Untersuchung erfolgen, welche auf den Befunden bereits bestehender Arbeiten basiert. Diese dient dabei nicht nur dem Nachweis des glazigenen Ursprungs der für eine pedologische Relativdatierung ausgewählten Akkumulationen, sondern erlaubt gleichzeitig eine aus dem Lagebezug und der Schneegrenzberechnung abzuleitende relativchronologische Gliederung dieser Akkumulationen. Insbesondere den Resultaten der Schneegrenzberechnung kommt dabei die Funktion eines Chronologiemaaßstabs zu, an welchem sich die Bewertung der pedologischen Relativdatierung orientiert. Dies erfordert eine entsprechend ausführliche Berücksichtigung der Schneegrenzberechnung im Rahmen dieser Arbeit. Das Kali Gandaki bietet sich als Untersuchungsgebiet an, da es als antezedentes Himalaja-Durchbruchstal auf engstem Raum eine Überprüfung der pedochronologischen Relativdatierung unter verschiedenen klimatischen und geologischen Standortbedingungen ermöglicht. Die pedologische Relativdatierung beruht auf Indikatoren, welche den Verwitterungsgrad eines Bodens charakterisieren. Grob lassen sich dabei pedochemische und granulometrische Indikatoren unterscheiden. Dem methodischen Ansatz folgend, kommen in dieser Arbeit eine Vielzahl der hieraus abzuleitenden Verwitterungsindizes zur Anwendung und werden ausführlich diskutiert.

1.2 Gang der Abhandlung

Die vorliegende Arbeit versteht sich als methodisch orientierter Beitrag zu den Möglichkeiten der vergletscherungsgeschichtlichen Relativdatierung im extremen Hochgebirge. Das Kapitel zur Methodik hat daher weniger einen einführenden Charakter, sondern ist, bezüglich der Ausführungen zur Schneegrenzberechnung und zum Methodenspektrum der pedologischen Relativdatierung, bereits als ein erster Ergebnisteil zu betrachten. Hierüber wird auch die umfängliche Berücksichtigung dieses Kapitels verständlich. Die Ergebnisse werden nach einer regionalen Gliederung in vier Hauptkapiteln vorgestellt. In jedem Hauptkapitel werden für die entsprechende Region sowohl die grundlegenden Befunde der Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnung, als auch die pedochronologischen Befunde beschrieben und abschließend beurteilt. Dies führt dazu, dass einige Phänomene wiederkehrend beschrieben und diskutiert werden, ermöglicht aber ein vollständiges Verständnis des Sachverhates auch bei der isolierten Betrachtung einer Teilregion. Im Anschluß an die regionalen Kapitel folgt eine zusammenfassende Beurteilung der glazialgeomorphologischen Befunde, der Schneegrenzberechnungen und der pedologischen Relativdatierung.

1.3 Stand der Forschung

Für das in dieser Arbeit untersuchte Himalajadurchbruchstal des Kali Gandaki (Thak Khola), im westlichen Zentralnepal zwischen Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja gelegen, wurden von verschiedenen Autoren Untersuchungen zur Glazialgeomorphologie durchgeführt. Die detailliertesten und flächendeckendsten Forschungen gehen dabei auf KUHLE (1980, 1982a, 1982b, 1983, 1986a, 1987a, 1988a, 1988b, 1989, 1993, 2004) zurück, für Teilgebiete und bedeutende Seitentäler (Thoron Khola, Mukti-nath, Thini Khola, Dhampus, Ghasa) des Kali Gandaki existieren relativ genaue Beschreibungen von DOLLFUS & USSELMANN (1971), FORT (FORT 1985, 1987, 2000, OWEN et al. 1998) und IWATA (IWATA 1984, IWATA et al. 1982). Bei HORMANN (1974), der sich intensiv mit mächtigen Terrassenablagerungen des östlich benachbarten Seti Khola befasst, finden sich bezüglich des Kali Gandaki einige Hinweise zur Genese quartärer Ablagerungen und zur Vergletscherungsgeschichte rund um Dhampus. Aus Detailuntersuchungen der Faziesstruktur von Terrassenkörpern im Konfluenzbereich von Miristi Khola und

Kali Gandaki, wurden von MONECKE et al. (2001) Rückschlüsse auf die Vergletscherungsgeschichte gezogen. Im Zusammenhang mit der Erforschung der Besiedlungsgeschichte des Kali Gandaki wurden geomorphologische Prozesse des Spätholozän im Mündungsbereich des Thini Khola (BAADE et al. 1997) sowie im Jhon Khola (BAADE et al. 1998, BAADE & MÄUSBACHER 2000) näher untersucht, wobei auch glazigene Ablagerungen diskutiert wurden. Außerdem gibt es noch einige geologisch ausgerichtete Arbeiten, die im Rahmen der Quartärgeologie auch vergletscherungsgeschichtliche Gesichtspunkte im Kali Gandaki diskutieren (HAGEN 1968b, FORT et al. 1981, 1989, FORT et al. 1982, IWATA 1987, HURTADO et al. 2001). Zu betonen ist, dass die Interpretation der Autoren hinsichtlich des Ausmaßes und Zeitraumes der Vergletscherung im letzten Hochglazial stark differiert. Während KUHLE (1980, 1982a: 150-152) als Mittelwerte der gesamten Dhaulagiri-Annapurna-Region nördlich des Hohen Himalaja eine klimatische Schneegrenzhöhe von 3981 m, eine Schneegrenzdepression von 1634 m und eine tiefste Eisrandlage in 2580 m rekonstruierte, sowie für die Südabdachung entsprechende Werte von 4057 m, 1430 m und 1010-1160 m, gehen sowohl FORT (in FORT 1985 und OWEN et al.: 101-104 1998) als auch IWATA (1984: 27) in den von ihnen untersuchten Gebieten fast überall von einer deutlich geringer ausgeprägten Vergletscherung aus, ohne jedoch ihre Ergebnisse über Schneegrenzberechnungen zu korrelieren oder einzuordnen. Lediglich im Jhon Khola, welches zu den heute aridesten Tälern im Untersuchungsgebiet gehört, bestätigen letztgenannte Autoren bezüglich des Ausmaßes der hochglazialen Vergletscherung die Ergebnisse von KUHLE (1980, 1982a, 1988a: 586). Abgeleitet aus dem Lagebezug und dem Verwitterungszustand der Moränen unterscheiden sowohl IWATA (1984) als auch FORT (1985) vier Vergletscherungsstadien, die bei Iwata dem Neoglazial, einer späten und einer frühen Phase des letzten Glazials sowie dem vorletzten Glazial zugeordnet werden und bei FORT dem Holozän (2 Stadien), sowie einer späten und mittleren Phase des letzten Glazials (vgl. OWEN et al. 1998). KUHLE (1980, 1982a) hingegen leitet aus dem Lagebezug der Moränen sowie aus detaillierten Schneegrenzberechnungen insgesamt 14 vorzeitliche Vergletscherungsstadien ab, von denen er fünf der historischen Phase, drei der neoglazialen Phase, vier der spätglazialen Phase, eine dem letzten Hochglazial (Würm) und eine dem vorletzten Hochglazial (Riß) zuordnet (Tabelle 1). Ergänzt wird dieses chronologische System noch durch zwei Stagnati-

onsphasen, die sich zwischen dem letzten Hochglazial und dem Spätglazial befinden. Inzwischen wurde diese Stadienfolge in anderen Gebieten Hochasiens durch weitere Untersuchungen geprüft und verifiziert (u.a. KUHLE 1984, 1985, 1990a, 1991a, 1995, 1997, 1998a, 2001, 2005, Literaturüberblick in KUHLE 2004, MEINERS 1996, 1997, 1998, 1999, 2000, 2001, KÖNIG 1999, 2001, 2002). Dabei wurde basierend auf ^{14}C -Analysen (KUHLE 1987b: 203) und TL-Datierungen (KUHLE 1994: 264) auch der Versuch unternommen, die Stadienfolge in ein absolutes Zeitschema einzufügen, welches Tabelle 1 zu entnehmen ist. Absolute Datierungen sind bisher für das Kali Gandaki nur ganz vereinzelt durchgeführt worden, gezielte Datierungen des glazigenen Formenschatzes finden sich dabei nicht. Die als Marpha-Formation bezeichneten und verbreitet im Kali Gandaki und seinen Nebentälern nördlich von Marpha zu findenden mächtigen Seesedimentablagerungen sind von verschiedenen Autoren in eine absolute Zeitskala eingeordnet worden. BAADE et al. (1997: 95) gehen nach ersten Auswertungen von OSL-Datierungen von einem Sedimentationsbeginn um $56 \pm 5,5$ ka aus, nach BAADE & MÄUSBACHER (1998, zitiert in FORT 2000: 107) erstreckte sich die Sedimentationsphase zwischen 79 ± 11 und 29 ± 4 ka. HURTADO et al. (2001: 226) ordnen die Formation nach paläomagnetischen Untersuchungen der „Laschamp Excursion“ zu, deren Alter sie bezugnehmend auf NOWACZYK & ANTONOW (1997) mit 33-37 ka angeben. GAYER et al. (2004) haben in einer methodischen Arbeit über die Eignung verschiedener kosmogener Nuklide zur Oberflächendatierung zu Vergleichszwecken auch Analysen im Kali Gandaki durchgeführt. Dabei wurde für zwei Granatproben aus Orthogneisen auf einer Terrasse östlich von Dhampu in 3000 m NN Höhe ein Expositionsalter von 23007 ± 4397 und 18188 ± 3084 a BP ermittelt. Daneben gibt es noch eine Reihe von ^{14}C -Analysen holozäner Sedimente und Böden. YAMANAKA (1982: 58) datiert dabei eine Bodenbildung oberhalb hochglazialer Ufermoränenstaffeln im oberen Jhon Khola auf mindestens 8670^{+210}_{-200} a BP. HURTADO et al. (2001: 228-229) datieren den Beginn der Sedimentationsphase des Materials, aus welchem 5 mächtige Terrassenniveaus im Kali Gandaki aufgebaut sind, auf 17150 ± 150 a BP und die sukzessive Herausbildung der Erosionsterrassen erfolgte zwischen 7490 ± 60 a BP und 2300 ± 250 a BP. Äolisch und kolluvial überdeckte Paläoböden in der Nähe von Jomosom wurden über ^{14}C -Analysen von SAJO & TANAKA (2002: 326) auf ein Alter zwischen

4495 ± 90 a BP und 5660 ± 105 a BP datiert. Paläoklimatische Aussagen hinsichtlich des Wechsels zu trockenerem Klima zwischen 5370 a BP und 3200 a BP ergeben sich aus radiokarbondatierten Pollenprofilen aus der Nähe von Jharkot im Jhon Khola (MIEHE et al. 2002).

Neben den im Untersuchungsgebiet durchgeführten und bereits genannten absoluten Datierungen glazigener Akkumulations- und Erosionsformen existieren aus dem Himalaja eine Reihe weiterer solcher Datierungen. Radiokarbonanalysen (^{14}C) wurden beispielsweise von FORT (1986) und ZECH et al. (2001a) im Annapurna Himal, von ZECH et al. (2003) im Manaslu Himal, von BÄUMLER et al. (1996a) im Langtang Himal und von KUHLE (1987b, 1998b) im Khumbu Himal durchgeführt. Optisch und infrarot stimulierte Lumineszenzdatierungen (OSL, IRS) finden sich bei RICHARDS et al. (2000a) für den Khumbu Himal, bei TSUKAMOTO et al. (2002) für den Kangchenjunga Himal, bei RICHARDS et al. (2000b) für den Swat Himal, bei RICHARDS et al. (2000b) und PHILLIPS et al. (2000) für das Nanga Parbat Massiv, bei TAYLOR & MITCHELL (2000) für Zaskar, bei OWEN et al. (1997) für den Lahul Himalaja und bei SHARMA & OWEN (1996) für den Garhwal Himal. Thermolumineszenzdatierungen (TL) wurden u.a. von OWEN et al. (1992) im Swat Himalaja und von DERBYSHIRE et al. (1984) im Hunza Tal durchgeführt. In jüngster Zeit werden verstärkt Oberflächenexpositionsdatierungen mittels kosmogener Radionuklide (CRN) verwendet, wie bei ABRAMOWSKI et al. (2001) und ZECH et al. (2003) für den Manaslu Himal, bei RICHARDS et al. (2000b) für den Swat Himal, bei RICHARDS et al. (2000b) und PHILLIPS et al. (2000) für das Nanga Parbat Massiv, bei OWEN et al. (2002) für das Hunza Tal oder bei OWEN et al. (2001) und TAYLOR & MITCHELL (2002) für den Lahul Himalaja. Bei all diesen Methoden zur absoluten Datierung von Vergletscherungsstadien muss allerdings beachtet werden, dass aus klimatischen, lithologischen, topographischen und orographischen Gründen nicht immer eine verlässliche Probenahme möglich ist und dass sowohl durch unsachgemäße Auswahl der Probenahmestandorte und Durchführung der Beprobung, als auch durch methodische Fehlerquellen bei der späteren Laboranalyse und der Umrechnung in absolute Altersangaben beträchtliche Fehldatierungen möglich sind (vgl. GEYH et al. 1985, GEYH & SCHLEICHER 1990, HALLET & PUTKONEN 1994, RENNE et al. 1998, RICHARDS 2000, PUTKONEN & SWANSON 2003).

In den vergangenen Jahrzehnten sind zahlreiche

Untersuchungen durchgeführt worden, bei denen das relative Alter quartärer Lockersedimentakkumulationen aus pedochemischen und pedophysikalischen Kenngrößen der auf ihnen ausgebildeten Böden abgeleitet wurde (u.a. ALEXANDER 1974, 1985, BIRKELAND 1978, HARDEN 1982, ARDUINO et al. 1984, 1986, HARRISON et al. 1990, ZECH et al. 1996, LANGLEY-TURNBAUGH & BOCKHEIM 1997). In einigen Arbeiten wurden dabei speziell glazigene und glazifluviale Akkumulationen untersucht, um zusätzliche und genauere Hinweise über das Ausmaß und die Chronologie der Vergletscherungsphasen zu erhalten, während derer diese Formen entstanden sind (ZECH & WILKE 1977, FITZE 1982, COLMAN & PIERCE 1986, MAHANEY & RUTTER 1992, TAYLOR & BLUM 1995, ZECH et al. 1997, BÄUMLER 2000), BÄUMLER et al. 2002). Vergleichbare bodenkundliche Arbeiten sind auch in einigen Gebirgsstöcken des nepalesischen Himalaja durchgeführt worden, die hier untersuchten Gebiete blieben bislang aber unberücksichtigt. Für den Annapurna Himal liegen Untersuchungen von ZECH et al. sowohl aus dem Modi Khola auf der Südabdachung (2001a), als auch für den Annapurna-III-Nordgletscher auf der Nordabdachung (2001b) vor, das Macha Khola im Manaslu Himal wurde von ZECH et al. (2003) bearbeitet, der Langtang Himal von BÄUMLER et al. (1996a, 1996b, 1997), BÄUMLER (2001), BÄUMLER & ZECH (2000), und der Solu- und Khumbu Himal von HEUBERGER & WEINGARTNER (1985), BÄUMLER (1993, 2001, 2004), BÄUMLER et al. (1996b), GUGGENBERGER et al. (1998) und BÄUMLER & ZECH (2000). Diese Untersuchungen beinhalten einen Teil der in dieser Arbeit verwendeten und auf der Verschiebung der Gesamtelementanteile, der Bildung pedogener Oxide und der Verschiebung des Korngrößenspektrums beruhenden Verwitterungsindizes und sind darüber hinaus wegen der klimatischen, geologischen, sowie orographisch-topographischen Ähnlichkeit der Untersuchungsgebiete für eine vergleichende Diskussion gut geeignet.

Arbeiten zur Geologie, Stratigraphie und Tektonik des Kali Gandaki finden sich u.a. bei FUCHS (1967), HAGEN (1968a, 1968b), FRANK & FUCHS (1970), BODENHAUSEN & EGELER (1971), BORDET et al. (1971), FORT et al. (1982)), COLCHEN et al. (1986), GODIN et al. (1999) und GODIN (2003). Insbesondere der im Norden des Untersuchungsgebietes einsetzende Mustang-Graben mit sich weit nach Süden ziehenden nordsüdlich verlaufenden Verwerfungszonen (Dangardzong-Verwerfungszone), sowie Ausläufer des ostwestlich verlaufenden tibetischen Ver-

werfungssystems (Annapurna-Abscherungsfläche) haben das Interesse zahlreicher Geologen geweckt (FORT et al. 1981, FORT et al. 1982, FORT 1989, BROWN & NAZARCHUK 1993, COLCHEN 1999, GODIN et al. 1999, GARZIONE et al. 2000, HURTADO et al. 2001, GODIN 2003). Da möglicherweise einige dieser geologischen Störungen bis in das jüngste Quartär hinein aktiv waren (vgl. HURTADO et al. 2001), können sie wirksam in den Lagebezug des glazialgeomorphologischen Formenschatzes eingegriffen haben und müssen bei der geomorphologisch-chronologischen Interpretation der Vergletscherungsgeschichte Berücksichtigung finden (vgl. IWATA 1987). PRATT-SITULA et al. (2004: 225) gehen von einer gegenwärtigen Hebungsrate des Hohen Himalaja von 1,5-2,0 mm pro Jahr aus.

Für das gegenwärtige Klima stehen Daten von einigen Klimamessstationen entlang zentraler Orte des Kali Gandaki zur Verfügung. Langjährige Mittel der Niederschläge und der Temperaturen sind beispielsweise bei FORT (1987), MIEHE (1991: 213) oder MIEHE et al. (2001) zu finden. Klimamessungen, die auch die speziellen Gegebenheiten der Hanglagen des Kali Gandaki berücksichtigen, wurden von MEURER (1982a, 1982b, 1984) an Klimastationen entlang eines Talquerprofils bei Tukuche über den Zeitraum eines Jahres erhoben. Hierbei wurden Temperatur, Niederschlag, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung gemessen. Aufgrund der besonderen topographischen Verhältnisse des Kali Gandaki als meridionales Himalajadurchbruchstal mit Anschluss an das Tibetische Hochplateau existiert ein ausgeprägtes tageszeitliches Windsystem. Genauere Untersuchungen hierzu wurden von EGGER et al. (1998), ZÄNGL et al. (2001) und EGGER (2002) durchgeführt.

Grundlegende bodengeographische Forschungen, die das räumliche Verteilungsmuster der Bodentypen in Nepal in Abhängigkeit von Klima, Geologie und Topographie zum Inhalt haben, finden sich nur selten (SMOLIKOVÁ & KALVODA 1981, RIGHI & LORPHELIN 1987, BÄUMLER & ZECH 1994a, b). Die meisten pedologischen Untersuchungen verfolgen, ähnlich wie bei der Relativdatierung, einen spezifischen Anwendungsbezug und sind nur „Mittel zum Zweck“, oder es findet lediglich eine grobe Beschreibung im Rahmen einer Charakterisierung des jeweiligen Untersuchungsgebietes statt (vgl. SMOLIKOVÁ & KALVODA 1981: 50). Auch für die im Einzugsbereich des Kali Gandaki durchgeführten bodenkundlichen Arbeiten, die beispielsweise der Erforschung agrarökologischer (KUNZE 1982, KEMP et al.), bodenbiologischer (FRANZ 1974, PETROVIC

et al. 2000) und palynologischer (MIEHE et al. 2002) Fragestellungen dienen, oder im Rahmen von Radiokarbondatierungen zur Anwendung kommen (YAMANAKA 1982, SAIJO & TANAKA 2002), trifft dies zu.

Arbeiten zur grundlegenden Charakterisierung und Verbreitung der Vegetation und Vegetationsgesellschaften im Himalaja wurden u.a. von SCHWEINFURTH (1957), TROLL (1967), DOBREMEZ (1976), HAFFNER (1979) und MIEHE (1991) durchgeführt. Die extreme vertikale Höhenstufung sowie der deutliche Wechsel von humiden zu ariden Klimaverhältnissen von der Himalajasüdabdachung zur Himalajanordabdachung stehen dabei im Mittelpunkt der Vegetationszonierung. STAINTON (1972)

befasste sich speziell mit Verbreitung von Baumarten und Waldgesellschaften in Nepal. Sehr detaillierte Untersuchungen mit zahlreichen Profilen und einer genauen Kartierung zur Vegetationsverbreitung im Kali Gandaki hat MIEHE (1982) im Rahmen einer Arbeit über den Dhaulagiri- und Annapurna Himal erarbeitet. Pflanzenökologische Untersuchungen für das Kali Gandaki im Bereich von Tukuche finden sich bei KIRSCHBAUM (1982). Pollenanalysen zur Rekonstruktion der holozänen Vegetations- und Klimageschichte wurden von MIEHE et al. (2002) im Jhon Khola und von SAIJO & TANAKA (2002) entlang des Khali Gandaki bei Jomosom und in Mustang durchgeführt.

2 Material und Methoden

Da in dieser Arbeit ein Schwerpunkt auf dem Vergleich geomorphologischer und pedologischer Methoden bezüglich ihrer Eignung bei der Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Verteilung rezenter und früherer Gletscherstände liegt und sie somit primär methodisch orientiert ist, soll in diesem Kapitel die Auswahl der Methoden vor dem Hintergrund der Standortbedingungen und des verfügbaren Kartenmaterials etwas genauer beleuchtet werden.

Das erst während der Entstehung dieser Arbeit fertiggestellte amtliche Kartenwerk Nepal im Maßstab 1:25000 bzw. 1:50000 (HIS MAJESTY'S GOVERNMENT OF NEPAL 1994) bietet erstmals ein flächendeckendes topographisches Kartenwerk dieser Region in entsprechender Auflösung. Sämtliche in dieser Arbeit verwendeten Ortsnamen, geographische Namen, Höhen- und Entfernungsangaben, sowie alle eigenen Kartenentwürfe, Profilzeichnungen und alle Berechnungen zur Bestimmung der Schneegrenzen beruhen auf folgenden Blättern dieses Kartenwerkes: 2883/03, 2883/04, 2883/07, 2883/08, 2883/11a, 2883/11b, 2883/11c, 2883/11d, 2883/12. Zur Ergänzung der geomorphologischen Analyse angefertigte digitale Höhenmodelle einiger ausgewählter Gebiete basieren ebenfalls auf den genannten Karten und wurden mit dem Programm SAGA (Version 1.2) generiert. Die Digitalisierung der Kartenblätter sowie Teile der Schneegrenzberechnung wurden mit dem GIS-Programm ArcView (Version 3.2a) durchgeführt. Die Höhenmodelle ermöglichen eine sehr detaillierte Aussage insbesondere über die Expositionsverteilung und die Neigungsverhältnisse in den rekonstruierten Nährgebietsflächen der Gletscher. Hierdurch wird eine genauere Interpretation der rekonstruierten Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen und deren methodisch bedingter Abweichungen möglich.

2.1 Glazialgeomorphologie

Als fundamentale Methode in dieser Arbeit ist die klassische Glazialgeomorphologie zu sehen. Zwar sind im Bereich des Kali Gandaki bereits einige Veröffentlichungen mit glazialgeomorphologischer Fragestellung erschienen und ein quantitativer Schwerpunkt der vorliegenden Untersuchung liegt in der diese Methode ergänzenden Pedochronologie, aber dennoch stellt die Glazialgeomorphologie den zentralen Bezugspunkt dar. Im Rahmen der glazialgeomorphologischen Untersuchungen werden dabei

die eigenen Forschungsergebnisse den Resultaten der anderen Autoren gegenübergestellt, wodurch ein teilweise neues Bild über die Vergletscherungsgeschichte entsteht. Dabei sind die eigenen Untersuchungen insbesondere durch das mittlerweile genauere Kartenmaterial und die Fortentwicklung in der Berechnung der Schneegrenzverläufe, aber auch durch neuere Befunde aus geologisch-tektonischen Untersuchungen sowie durch die z.T. widersprüchlichen Ergebnisse früherer glazialgeomorphologischer Arbeiten gerechtfertigt. Darüber hinaus verlangt auch der Anspruch des methodischen Vergleichs eine kritische und eigenständige Auseinandersetzung mit dieser Thematik.

Im Zentrum der glazialgeomorphologischen Reliefanalyse steht die Dokumentation und Beschreibung des glazifluvialen, fluviglazialen und glazialen Formenschatzes durch Photographien und sedimentologische Laboruntersuchungen. Von besonderer Bedeutung ist dabei der Lagebezug der verschiedenen Formen innerhalb des Landschaftsreliefs und relativ zueinander, wie er sich in dem durch PENCK & BRÜCKNER (1909) für die Nordalpen erstmals geprägten Begriff „Glaziale Serie“ widerspiegelt. Ein umfassender und systematischer Überblick über diesen Formenschatz und seine Einordnung in eine morphologische Sequenz unter besonderer Berücksichtigung der subtropischen Hochgebirge Asiens findet sich bei Kuhle (1990b, 1991b). Als Ergänzung dieser reinen Glazialgeomorphologie lassen sich durch den Lagebezug verschiedene Stadien und Dimensionen der Vergletscherung separieren und mittels der Schneegrenzberechnung relativchronologisch einordnen. Da die in dieser Arbeit durchgeführten pedochronologischen Analysen den Ergebnissen der Schneegrenzberechnung methodisch unmittelbar gegenübergestellt werden, soll die Anwendung letzterer im folgenden Kapitel etwas ausführlicher behandelt werden.

Das sedimentologische Verfahren der Korngrößenanalyse bietet die Möglichkeit, ergänzend zu den geomorphologischen Feldbefunden die in dieser Untersuchung beprobten Akkumulate genauer hinsichtlich ihrer Transport- und Sedimentationsweise zu differenzieren und dadurch gesicherter glazigene Sedimente von (glazi-)fluvialen oder äolischen Sedimenten unterscheiden zu können. Die laboranalytische Durchführung der Korngrößenanalyse des Feinbodens ($< 2 \text{ mm}$) und die Korngrößenklassengrenzen werden in Kapitel 2.2 genauer beschrieben. Üblicherweise erfolgt die glazialgeomorphologische

Interpretation der Korngrößenverteilung anhand von graphischen Darstellungen als Säulendiagramm kombiniert mit der Summenkurve (vgl. MÜLLER 1964, KUHLE 1991b). Charakteristischerweise sind dabei glazigene Sedimente durch eine bimodale Verteilung der Korngrößenklassen des Feinbodens gekennzeichnet. In Abhängigkeit der Gesteins- und Mineralzusammensetzung können zwar die Bereiche maximaler Korngrößenhäufigkeit variieren, das bimodale Grundmuster der Verteilung bleibt davon aber unberührt (DREIMANIS & VAGNERS 1971: 244). Weitere Interpretationsmöglichkeiten bietet der aus der Korngrößenverteilung berechnete Sortierungskoeffizient „So“ (MÜLLER 1964), zu dessen Bestimmung die sogenannten Quartil-Maße „Q₁“ und „Q₃“ benötigt werden. Q₁ ist dabei definiert als der Korndurchmesser, unterhalb dessen sich 25 Gew.-% des Feinbodens befinden und Q₃ als der Korndurchmesser, unterhalb dessen sich 75 Gew.-% des Feinbodens befinden. Der Sortierungskoeffizient ergibt sich aus folgender Formel (MÜLLER 1964):

$$So = \sqrt{Q_3/Q_1} \quad (1)$$

Ist nur eine Korngrößenklasse am Aufbau des Korngemenges beteiligt, so liegt der So bei 0 und das Substrat unterliegt einer sehr guten Sortierung. Je mehr Korngrößenklassen beteiligt sind, desto höher wird der Wert für So und desto schlechter ist der Grad der Sortierung. Fluvial oder äolisch transportierte Sedimente lassen sich dabei durch ihre gute Sortierung an niedrigen So-Werten erkennen, während glazigene Sedimente vergleichsweise höhere So-Werte aufweisen. Äolische und glazigene Sedimente lassen sich auch durch das Verhältnis der Summe aus den gröberen Fraktionen Grob- und Mittelsand zur Summe aus den feineren Fraktionen Feinsand und Grobschluff ((gS+mS)/(fS+gU)) unterscheiden (ALAILY 1984). Eine Tendenz zu den gröberen Fraktionen und Werte über 1 deuten dabei auf Gletschertransport hin, während bei Dominanz der feineren Fraktionen und Werten unter 1 eher von äolischem Transport auszugehen ist.

2.1.1 Methoden der Schneegrenzberechnung

Vor der Beschreibung der ausgewählten Schneegrenzberechnungsverfahren und der Gründe für die getroffene Auswahl wird zunächst kurz definiert, wie in diesem Text der vieldeutige Begriff der Schneegrenze (vgl. u.a. GROSS et al. 1976: 225, HEUBERGER 1980) verstanden werden soll. Gemeint

ist hier das langjährige Mittel der Gleichgewichtslinie (GWL, ELA) auf einer einzelnen Gletscheroberfläche (GROSS et al. 1976: 227), auch bezeichnet als lokale, orographische oder reale Schneegrenze (LOUIS 1954/55: 415). Zur Bestimmung der so definierten Schneegrenze bieten sich eine Reihe von gängigen Methoden an. Dabei betonen BENN & LEHMKUHL (2000: 27) die Notwendigkeit, die verwendeten Methoden klar zu definieren und unabhängig von deren Wahl mindestens die Höhe der Eisrandlage und des höchsten Gipfels im Einzugsgebiet zu nennen. Außerdem empfehlen sie die vergleichende Verwendung mehrerer Methoden.

In den vergangenen Jahrzehnten hat sich die Flächenteilungsmethode zunehmend etabliert, die mittels der Schneegrenze das Nähr- und Zehrgebiet des Gletschers in einem fest definierten Verhältnis teilt. Nach KERSCHNER (1990: 304) gilt sie unter alpinen Verhältnissen als verlässlichstes Verfahren, während ihre Anwendung im Himalaja durch hohe Felsumrahmungen, hohe Anteile an Lawinenernährung und große Eisabbrüche von vornherein auszuschließen ist. Zwar wurde für rezente Gletscher im West-Himalaja eine mittlere AAR (Accumulation Area Ratio) von 0,44 ermittelt (KULKARNI 1992: 101), allerdings sind diese Werte nicht ohne weiteres auf unterschiedliche Gletschertypen und vorzeitliche Gletscher zu übertragen und wechseln im Hochgebirge kleinräumig sehr stark (BENN & LEHMKUHL 2000: 23). Aufgrund starker postglazialer Erosion im Hochgebirge ist außerdem die exakte Flächenrekonstruktion vorzeitlicher Gletscher insbesondere im Übergangsbereich von Akkumulations- zu Ablationsgebiet problematisch (GROSS et al 1976: 240, KUHLE 1986b: 42).

Ähnlich den Flächenteilungsmethoden sind die verschiedenen Ansätze der Schneegrenzbestimmung über die Massenbilanz des Gletschers unter bestimmten Voraussetzungen bei rezenter Vergletscherung sehr verlässliche Verfahren, jedoch ergibt sich auch hier die Schwierigkeit, für die Bestimmung vorzeitlicher Schneegrenzverläufe die frühere Gletscheroberfläche bei mangelnder Formerhaltung vollständig rekonstruieren zu müssen. Ein weiteres Problem ergibt sich aus der methodischen Einschränkung bei Gletschern mit Schuttbedeckung und Lawinenernährung. Da beides typische Charakteristika für Gletscher auf der Himalaja-Südabdachung sind, ist die Methode für diese Region nicht empfehlenswert (vgl. BENN & LEHMKUHL 2000: 26).

Ein nur sehr grobes Verfahren für eine großräumige Betrachtung stellt die Gipfelmethode nach Partsch (HEUBERGER 1980: 38) dar, die im englischen

Sprachgebrauch als Glaciation threshold (GT) bezeichnet wird (PORTER 2001). Berechnet wird hier die mittlere Höhe zwischen tiefstem unvergletscherten und höchstem vergletscherten Gipfel eines Gebietes. Dabei ergeben sich durchweg zu hohe Werte, da Gipfel für die Gletscherbildung eine Ungunstlage darstellen (HEUBERGER 1980: 38). Als problematisch erweist sich auch die Rekonstruktion vorzeitlich nur geringfügig vergletscherten Gipfel (PORTER 2001:1068).

Zwei wesentliche Punkte schränken die Anwendbarkeit der Kar-Methode ein, bei der das untere Ende der Karböden die Höhe der Schneegrenze repräsentiert: Karböden sind oft in ihrer Entstehung durch das bereits existierende Relief kontrolliert und Kare entwickeln sich kumulativ über mehrere Vergletscherungsphasen und können daher nicht bestimmten Perioden zugeordnet werden (BENN & LEHMKUHL 2000: 25). Außerdem fehlt bei rezent nicht mehr vergletscherten Karen der Bezugspunkt zur Berechnung der lokalen Schneegrenzdepression (PORTER 2001:1068).

Nach der Methode LICHTENECKER (1938) markieren die obersten Ansätze der Ufermoränen die Grenze zwischen Nähr- und Zehrgebiet und damit den Verlauf der Schneegrenze. Während sich für jüngere (Kleine Eiszeit) und rezente Gletscherstadien meist sehr gute Resultate ergeben, fehlen bei älteren Stadien zumeist brauchbare Ufermoränen. In jedem Fall lassen sich aber Minimalwerte für die Schneegrenze abschätzen (GROSS et al. 1976: 240). Daher erscheint eine in Einzelfällen ergänzende Verwendung dieser Methode zur Überprüfung der unteren Grenze der durch andere Methoden bestimmten Schneegrenzhöhe als sinnvoll. Insbesondere bei fehlender Endmoräne oder unklarer Zuordnung von End- und Ufermoränen kann die Methode dadurch zusätzliche Hinweise liefern.

Die Verwendung der Isohypsenmethode nach Hess (GROSS et al. 1976: 237) kann für diese Arbeit von vornherein ausgeschlossen werden, da sie methodisch bedingt ausschließlich auf rezente Gletscher bezogen werden kann.

Da aus genannten Gründen die obigen Methoden für die Rekonstruktion von Schneegrenzverläufen im Himalaja unter den gegebenen Umständen als ungeeignet auszuschließen sind, verbleibt eine Gruppe von Methoden, die in der englischen Nomenklatur unter der Bezeichnung „Toe To Summit Altitude Method“ (TSAM) zusammengefasst werden. Diese Methoden zeichnen sich alle durch ein einfaches Grundprinzip aus, nach dem sich die Schneegrenze als arithmetisches Mittel aus der Höhe des unteren

Gletscherendes und der Höhe einer methodenspezifisch definierten Gletscherobergrenze ergibt. Diese Werte sind in der Regel auch für vorzeitliche Gletscher relativ sicher zu ermitteln. Systematisch finden in dieser Arbeit die beiden gängigsten Methoden nach LOUIS (1954/55) und HÖFER (1879) Verwendung, sowie die Methode von KUHLE (1986b), welche sich als methodische Fortentwicklung der beiden erstgenannten versteht und sich durch eine spezielle Anpassung an subtropische Hochgebirge Asiens auszeichnet.

Am leichtesten lässt sich die Schneegrenze nach Louis bestimmen, wobei der Mittelwert aus Gletscherende und höchstem Punkt der Gletscherumrahmung gebildet wird. Zu betonen ist dabei, dass als oberer Bezugswert nicht der höchste Punkt des Gletschers gemeint ist. LOUIS selbst (1954/55) gibt dabei zu bedenken, dass die Methode nur bei kleinen Gletschern als gesichert anzusehen ist und GROSS et al. (1976: 235) ermittelten für die Alpen eine durchschnittlich um 110 m zu hohe Schneegrenze bei einer großen Streuung der Ergebnisse. BENN & LEHMKUHL (2000: 25) erhalten nach Vergleichsuntersuchungen für den mongolischen Altai und Tibet gute Werte, jedoch sind die dort auftretenden Gletscher keinesfalls mit denen auf der Südseite des Himalaja vergleichbar und unterschiedliche Gletschertypen finden generell bei dieser Methode keine Berücksichtigung.

Die Methode nach HÖFER (1879) unterscheidet sich von der nach Louis durch die Verwendung der mittleren Kammumrahmung anstelle des höchsten Punktes der Gletscherumrahmung. Berechnet wird diese Kammumrahmung anteilig gemittelt aus den mittleren Höhen zwischen den Isohypsen bzw. Höhenpunkten entlang des Kammverlaufs des zugrundeliegenden Kartenmaterials. Durch die Definition, dass die Schneegrenze als arithmetischer Mittelwert aus Höhe des Gletscherendes und Höhe der mittleren Kammumrahmung gleichzeitig die Untergrenze der mittleren Kammumrahmung bildet, ist sie eindeutig aus den beiden Ausgangsgrößen abzuleiten und durch ein Iterationsverfahren annähernd exakt zu bestimmen. Die Definition der mittleren Kammumrahmung nach HÖFER (1879: 335) wird an dieser Stelle deshalb so ausführlich beschrieben, weil viele Methoden in Anlehnung an Höfer entstanden sind, in denen mitunter die mittlere Kammumrahmung unter Beibehaltung des Begriffs eine neue Definition erfahren hat. Weniger eindeutig ist bei HÖFER (1879) die Frage geklärt, ob und wenn ja welche Nebenkämme dendritischer Gletschersysteme in die Berechnung der mittleren Kammumrahmung mit

eingehen. Da Höfer speziell für die Himalaja-Südabdachung zumindest die Einbeziehung der „*die einzelnen Riesengletscher trennenden Nebenkämme, soweit diese noch über der Firnlinie liegen*“ (HÖFER (1879: 351) erwähnt, sind in dieser Arbeit die dem Autor bedeutsam erscheinenden Nebenkämme mitberechnet worden. Im Gegensatz zu der Methode Louis konnten GROSS et al (1976: 236) entgegen anderen Autoren (u.a. BENN & LEHMKUHL 2000: 26) eine Abhängigkeit des Fehlers der Höfer-Methode von der Gletschergröße nicht feststellen. Verschiedene Autoren betonen, dass die Auswirkung unterschiedlicher Gletschertypen keine Berücksichtigung findet (KUHLE 1986b: 43, BENN & LEHMKUHL 2000: 25, PORTER 2001: 1070). Die Methoden nach HÖFER (1879) und LOUIS (1954/55) bieten also den Vorteil, dass zu ihrer Berechnung nur zwei Größen erforderlich sind, welche auch für vorzeitliche Gletscher relativ zuverlässig rekonstruiert werden können. Allerdings findet bei ihnen die Auswirkung des Reliefs sowie unterschiedlicher Gletschertypen inklusive der Schuttbedeckung und Lawinenernährung keine Berücksichtigung. Mittels des FSD (Faktor der Schneegrenzdifferenz) erweitert KUHLE (1986b) die Methode Höfer um einen empirisch ermittelten und gletschertypenspezifischen Korrekturwert, der diesen für subtropische Hochgebirge bedeutenden Einflussgrößen Tribut zollt. Zunächst aber wird die mittlere Kammumrahmung als oberer Bezugswert durch die „durchschnittliche Gipfelhöhe über dem Basiswert“ ersetzt. Der Basiswert entspricht dabei der Schneegrenze nach der Methode LOUIS (1954/55), die durchschnittliche Gipfelhöhe der mittleren Höhe der prägnanten Gipfel der Kammumrahmung. Dieser erste Modifikationsschritt erhebt nicht den Anspruch, eine bessere Korrelation mit der tatsächlichen Höhe der Schneegrenze zu erzielen, sondern dient der Vereinfachung und Straffung des Berechnungsschemas (KUHLE 1986b: 42). Im Rahmen dieser Arbeit geht der Basiswert selbst in die Berechnung der mittleren Gipfelhöhe mit ein, um insbesondere bei kleinen Einzugsgebieten eine zu starke Überhöhung in Richtung der maximalen Gipfelhöhe zu vermeiden. Zwischen mittlerer Gipfelhöhe und Gletscherende wird das arithmetische Mittel gebildet, welches als rechnerische Schneegrenze (S_m) bezeichnet wird. Die Differenz der Neigungswinkel aus dem durch die rechnerische Schneegrenze (S_m) getrennten Nähr- und Zehrgebiet ($\alpha - \delta$) geht nun in die Berechnung des FSD ein. Die hierfür erforderlichen Regressionsgleichungen wurden von KUHLE (1986b) empirisch für vier typologisch verschiedene Gletscher-

gruppen ermittelt und sind Tabelle 2 zu entnehmen. Die endgültig resultierende Schneegrenze wird bei Kuhle als reale Schneegrenze (S_r) bezeichnet und ergibt sich aus folgender Gleichung:

$$S_r = S_m - (\text{FSD} * \text{Gletschervertikale}/100) \quad (2)$$

Eine gewisse Unsicherheit kann unter Umständen durch die subjektive Auswahl der prägnanten Gipfel zur Berechnung der mittleren Gipfelhöhe entstehen und wie bei Höfer aus der Frage, welche Nebenkämme in die Berechnung mit eingehen. JACOBSEN (1990: 26) schlägt daher als methodische Weiterentwicklung vor, die mittlere Gipfelhöhe durch die „mittlere Kammhöhe“, definiert als arithmetisches Mittel aus höchstem Punkt der Gletscherumrahmung und der Schneegrenze nach LOUIS (1954/55), zu ersetzen. Vereinfacht ausgedrückt begrenzt demnach die mittlere Kammhöhe das obere Viertel der Gesamtgletschervertikalen und ist unmittelbar aus dem höchsten Punkt des Gletschereinzugsgebietes und dem Gletscherende zu berechnen.

2.1.2 Auswahl der Schneegrenzberechnungsmethoden

Wegen des Anspruchs methodisch gesicherter und eindeutig nachvollziehbarer Schneegrenzberechnungen auch bei vorzeitlichen, teilweise nur lückenhaft rekonstruierbaren Gletschern mit ihren für die Himalaja-Südabdachung typischen Eigenschaften, kommen systematisch die Methoden nach LOUIS (1954/55), HÖFER (1879) und KUHLE (1986b) zur Anwendung. Ergänzend wird die Abwandlung der Methode Kuhle nach JACOBSEN (1990) berechnet, um die Auswirkungen der vereinfachten Berechnung zu prüfen.

Außerdem wird zur Dokumentation der Auswirkungen der Weiterentwicklung der Methode Kuhle gegenüber der ihr zugrunde liegenden Methode Höfer eine Mischvariante dieser Methoden berechnet, die Teilaspekte der methodischen Weiterentwicklung beleuchtet. Diese Variante, in dieser Abhandlung als „Kuhle-Variante-1“ bezeichnet, entspricht der Methode Kuhle, verzichtet aber auf die Korrektur mit dem FSD. Das Ergebnis entspricht damit der rechnerischen Schneegrenze (S_m) nach Kuhle und verdeutlicht im Vergleich mit der Methode Höfer die Auswirkung der Verwendung der mittleren Gipfelhöhe über dem Basiswert anstelle der mittleren Kammum-

rahmung. Im Vergleich mit der Methode Kuhle wird auch die Auswirkung des FSD erkennbar. Eine zweite Vergleichsvariante, hier als "Kuhle-Variante-2" bezeichnet, unterscheidet sich ebenfalls nur in einem Punkt von der Methode nach Kuhle. Statt der mittleren Gipfelhöhe über dem Basiswert wird hier die mittlere Kammumrahmung (nach Höfer) über dem Basiswert berechnet. Ähnlich wie bei der methodischen Weiterentwicklung nach JACOBSEN (1990: 26) wird hierdurch die Bestimmung der oberen Einzugsgebietsgrenze methodisch eindeutig und frei von subjektiven Einflußgrößen. Im Gegensatz zu dem dort idealisierten, gleichsinnig ansteigenden Kammverlauf, geht hier allerdings die tatsächliche mittlere Kammhöhe in die Rechnung ein. Die Ergebnisse aller Schneegrenzberechnungen einschließlich ihrer Zwischenresultate sind Anhang 1-4 zu entnehmen.

2.1.3 Die Schneegrenze als relativchronologisches Instrument

Um das unterschiedliche Depositionsalter bzw. Expositionsalter der Standorte, an denen die Bodenprofile angelegt wurden, glazialgeomorphologisch möglichst hoch aufgelöst und genau ermitteln zu können, werden nachfolgend die rezenten Schneegrenzen und die rekonstruierten vorzeitlichen Schneegrenzen, sowie die daraus folgenden Schneegrenzabsenkungen berechnet. Eingehängt werden diese Ergebnisse in das für dieses Gebiet von KUHLE (1982a) aufgestellte zeitliche Vergletscherungsstadienschema (Tabelle 1), da es im Vergleich zu den Gliederungen von IWATA (1984) und FORT (1985) eine genauere Differenzierung ermöglicht und ebenfalls auf der Berechnung von Schneegrenzabsenkungen beruht. Trotz dieser für das Gebiet bereits existierenden Schneegrenzberechnungen ist eine erneute Bestimmung im Rahmen dieser Arbeit gerechtfertigt, da verbesserte Methoden der Schneegrenzberechnung sowie das höher aufgelöste topographische Kartenmaterial eine für die hier untersuchten Einzelfälle hilfreiche, größere Exaktheit der Ergebnisse erwarten lassen und nicht alle in dieser Arbeit untersuchten Gletscher bzw. Gletscherstadien zuvor Berücksichtigung fanden.

2.2 Bodenprofilaufnahme, Probennahme sowie pedophysikalische und pedomische Laboranalyseverfahren

Durch den Vergleich eigener glazialgeomorphologischer Untersuchungen mit den Ergebnissen anderer Autoren wurden auf ausgewählten (fluvi-)glazialen Schlüssel-lokalitäten Bodenprofile angelegt und in bis zu 100 cm Tiefe horizontweise Mischproben entnommen. Auf den Akkumulationskörpern wurden möglichst hoch- und flachliegende Standorte ausgewählt, um das Auftreten von die Bodenentwicklung beeinflussenden sekundären Umlagerungsprozessen zu minimieren. Eine möglichst ungestörte Bodenentwicklung ist Voraussetzung, um das über die pedochronologischen Untersuchungen ermittelte reative Bodentalter mit dem Akkumulationsalter synchronisieren zu können. Die Bodenprofilaufnahme erfolgte mittels der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994). Als Horizontbezogene Daten wurden Horizontfolge, Horizontmächtigkeit, Bodenart, Skelettanteil, Lagerungsdichte, Durchwurzelungsintensität, Carbonatgehalt, Bodenfarbe, und Bodenfeuchte berücksichtigt. Als Standorteigenschaften wurden der Akkumulationstyp, der Bodenprofilstandort auf der Akkumulation, die absolute Höhe, gegebenenfalls die relative Höhe über dem Talboden, die geographische Position (GPS), die Exposition, die Hangneigung und die Vegetation erfasst. Die Klassifikation der Bodentypen erfolgte sowohl anhand des deutschen Klassifikationssystems (AG BODEN 1994) als auch nach dem internationalen System "world reference base for soil resources" der FAO (WRB 1998).

Von den horizontweise entnommenen und luftgetrockneten Bodenproben wurde über ein 2 mm Sieb der Feinboden getrennt, an welchem alle folgend beschriebenen Laboranalysen durchgeführt wurden. Der pH-Wert wurde mittels einer Glaselektrode in 0,01 M CaCl_2 -Lösung mit einem Boden : Lösungsverhältnis von 1 : 2,5 ermittelt (SCHLICHTING et al. 1995:132).

Zur Vorbereitung der Korngrößenanalyse wurde der Boden mit H_2O_2 zur Zerstörung der organischen Substanz und einem Dispergiermittel ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) zur Aggregatzerstörung behandelt, um eine Flockung und Aggregatbildung zu verhindern. Die Bestimmung der drei Sandfraktionen (Grobsand gS 0,63 – 2 mm; Mittelsand mS 0,2 – 0,63 mm; Feinsand fs 0,063 – 0,2 mm) erfolgte durch Naßsiebung entsprechend dem Verfahren nach KÖHN (in SCHLICHTING et al. 1995: 114). Die drei Schlufffraktionen (Grobschluff gU 0,02 – 0,063 mm, Mittelschluff mU

0,0063 – 0,02 mm, Feinschluff fU 0,002 – 0,0063 mm) und die Tonfraktion T (< 0,002 mm) wurden mittels Laseranalyse (Analysette 22 Economy, Firma Fritsch, Naß-Dispergierung) am Forschungszentrum Terramare in Wilhelmshaven bestimmt. Zwar kommt es bei der Laseranalyse im Bereich der Ton- und Feinschlufffraktion teilweise zu Verschiebungen im Ergebnis gegenüber dem verbreitet verwendeten Pipettierverfahren (vgl. KONERT & VANDENBERGHE 1997, REINEMANN & SCHEMMER 1993), was für die methodische Verwendung in dieser Arbeit jedoch vernachlässigt werden kann, da der relative Vergleich der Ergebnisse innerhalb und zwischen den Bodenprofilen ausschlaggebend ist. Das Laserverfahren zeichnet sich andererseits durch eine hohe Präzision und sehr kurze Messzeiten aus, was eine Ergebnisabsicherung über Wiederholungsanalysen möglich macht. Durch eine weitere Fraktionierung auch innerhalb der Tonfraktion ermöglicht die Laseranalyse die Verwendung einer weiteren pedochronologischen Methode, für die die Größe der Feintonfraktion fT bekannt sein muß. Aus organisatorischen und technischen Gründen wird dabei abweichend von der sonst üblichen Norm (< 0,2 µm) der Bereich zwischen 0,14 und 0,23 µm verwendet. Auch diese Abweichung ist für den internen Vergleich der Probenergebnisse von untergeordneter Bedeutung.

Die Bestimmung des Gehaltes an organischen Substanz erfolgte über die Ermittlung des Glühverlustes bei 430 °C im Muffelofen und Subtraktion des Ergebnisses um 0,1 % je % Ton nach SCHLICHTING et al. (1995: 159).

Die Gesamtelementanalyse erfolgte mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) mit einem „Philips PW 1480“ am Geowissenschaftlichen Institut der Universität Göttingen, Abteilung Geochemie. Zur Vorbereitung wurden die Proben mit der Labor-Planeten-Mühle „pulverisette 5“ (Firma Fritsch) gemahlen und für die reibungslose Schmelztablettenherstellung auf Gehalte an Kohlenstoff und Schwefel geprüft. Die für die RFA-Analyse benötigten Schmelztabletten wurden zum Zwecke erhöhter Präzision automatisiert mit der Maschine SGE 20 der Firma Labor-Schöps aus Lithiumtetraborat, Lithiummetaborat und der Bodenprobe bei 1200 °C geschmolzen. Gemessen wurden routinemäßig folgende Elemente bzw. Verbindungen: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Ba, Sc. Die Bestimmungsgrenzen für den Routinebetrieb liegen realistischweise für die Elemente Sc, V, Co, Cr, Zn, Rb, Ga, Sr, Y, Nb und Cu bei

5 ppm, für Ni, Zr, Ba und Pb bei 10 ppm (mündl. Auskunft Dr. Gerald Hartmann, Göttingen). Alle Hauptelemente sind als Oxide angegeben, da das Hauptbilanzanion der Sauerstoff ist (BIRKELAND 1999). Weitere Details zu Analyseverfahren, Eichmodellen und Methodengenauigkeit finden sich bei HARTMANN (1994) und HARTMANN & WEDEPOHL (1993).

Die Bestimmung der amorphen, schlecht kristallisierten pedogenen Fe-, Al- und Mn-Oxide erfolgte mittels der Oxalatmethode in Anlehnung an TAMM (1932), modifiziert nach SCHWERTMANN (1964: 195) bei Raumtemperatur und Dunkelheit. Zur Extraktion wurden 2 g lutro Feinerde mit 50 ml Oxatlösung (0,2 M NH₄-Oxalat + 0,2 M Oxalsäure) bei pH 3,5 versetzt und 2 Stunden geschüttelt. Die Messung der Konzentration an oxatlöslichem pedogenen Fe (Fe_o), Al (Al_o) und Mn (Mn_o) erfolgte mittels ICP-OES (Optische Emissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Hochfrequenzplasma). Bei diesem selektiven Extraktionsverfahren können gegebenenfalls zu hohe Werte ermittelt werden, da teilweise zusätzlich metallorganische Komplexe (MCKEAGUE & DAY 1966: 19), kristalline pedogene Oxide wie Magnetit (BARIL 1967: 261, ALEXANDER 1974: 123), oder leicht lösliche silikatische Oxide wie Olivin, Hornblende und Nontronit (MCKEAGUE & DAY 1966: 19, MCKEAGUE et al. 1971) gelöst werden. Gegenüber einer alternativen Röntgenbeugungsanalyse sehen LANDA & GAST (1973: 121) den Vorteil, dass statt einer technikabhängigen Intensitätsmessung direkt die unterschiedliche Löslichkeit kristalliner und amorpher Oxide gemessen wird.

Zur Analyse der kristallinen und amorphen pedogenen Fe-, Al- und Mn-Oxide wurde die Methode nach SPARKS (1996: 646-647) modifiziert nach HOLMGREN (1967) verwendet. 0,5 g lutro Feinerde wurden dabei nach Zufuhr von 0,5 g festem Na₂S₂O₄, 6,0 g Na-Citrat und 30 ml deionisiertem Wasser 16 Stunden geschüttelt, anschließend bei 3000 Umdrehungen 10 Minuten zentrifugiert und über einen Faltenfilter dekantiert. Die hohe Citratkonzentration puffert so stark, dass kein Hydrogencarbonat zugegeben werden muss. Auf ein Flockungsmittel wurde verzichtet, da langjährige Erfahrungen keine Notwendigkeit erkennen lassen (pers. Auskunft Dr. Ludwig Haumaier, Bayreuth, 01.08.2002). Wie bei der Oxalatrextraktion wurden die Konzentrationen der pedogenen Fe- (Fe_d), Al- (Al_d) und Mn-Oxide (Mn_d) mittels ICP-OES gemessen. Die Extraktion kann durch konkretionär vorliegende Oxide (SCHLICHTING et al. 1995: 149) oder durch eine mangelnde Erfassung von Magnetit

(MCKEAGUE et al. 1971: 35) unvollständig sein. Auch hier werden Austausch- und organisch gebundene Ionen miterfasst (SCHLICHTING et al. 1995: 149).

2.3 Pedochronologische Auswertungsmethoden und Indizes

Neben der Beschaffenheit des Ausgangsmaterials, dem Klima, der Vegetation und dem Menschen ist die Zeit ein wichtiger Faktor für die Bodenentwicklung. Unter der Voraussetzung ansonsten gleicher Bodenbildungsbedingungen kann aus dem Grad der Bodenentwicklung direkt auf die Entwicklungsdauer geschlossen werden. In der Literatur finden sich eine Fülle von Indizes und Methoden, die indirekt über die Analyse des Verwitterungsgrades auf das relative Alter eines Bodens schließen lassen (vgl. u.a. HARNOIS 1988, BIRKELAND 1999, BÄUMLER 2001, PRICE & VELBEL 2001, RETALLACK 2001). Die in dieser Arbeit berücksichtigten Methoden beruhen auf der verwitterungsbedingten Verschiebung der Gesamtelementkonzentrationen, der Umwandlung silikatischer in pedogene Oxide und der Veränderung der Korngrößenverteilung. Eine Übersicht der Verwitterungsindizes mit den zugehörigen Quellenangaben finden sich in den Tabellen 3, 4 und 7. Da die Bodenentwicklung innerhalb eines Bodenprofils von oben nach unten voranschreitet, nimmt mit zunehmender Bodentiefe der Grad der Bodenverwitterung ab. Um das Ausmaß der Verwitterung bzw. das relative Alter verschiedener Böden miteinander vergleichen zu können, dürfen daher nur vergleichbare Horizonte oder ein Mittelwert des Gesamtbodens verwendet werden. Zur Berechnung des Mittelwertes wurde über die im Gelände ermittelte Horizontmächtigkeit und -dichte entsprechend der folgenden Formel das gewichtete Mittel bestimmt (vgl. ANIKU & SINGER 1990: 148, TAYLOR & BLUM 1995: 980):

$$x_m = \sum_{i=1}^n [(h_i/h_p) * (d_i/d_p) * x_i] \quad (3)$$

x_m = profilgewichteter Mittelwert von Parameter x

h_i = Mächtigkeit Horizont i

h_p = Profilmächtigkeit

d_i = Dichte Horizont i

d_p = mittlere Profildichte

x_i = Parameter x in Horizont i

Um eine Übergewichtung des C-Horizontes zu vermeiden, wurde dieser auf 20 cm Mächtigkeit normiert (BÄUMLER 2001: 23). Neben einem separaten

Vergleich der Oberboden-, Unterboden- und Ausgangssubstrathorizonte empfiehlt es sich bei Untersuchungen zur Bodenentwicklung besonders, die Zone der maximalen Verwitterung zu vergleichen. Diese Zone ist gekennzeichnet durch hohe Werte an bei der Bodenentwicklung gebildeten Tonpartikeln und pedogenen Fe-Oxiden (SCHLICHTING & BLUME 1962, HARRIS et al. 1980), LEVINE & CIOLKOSZ 1983). Da der Anteil kristalliner Fe-Oxide am Gesamteisengehalt (Fe_{d-o}/Fe_t , ARDUINO et al. 1984) das Ausmaß der Profilentwicklung durch den Bezug zum Gesamteisen unabhängig vom Ausgangsmaterial gesichert nachweist und sein Maximum in der Regel in der Hauptverwitterungszone liegt, schlagen BÄUMLER et al. (1996b: 69) diesen Indexwert zur Kennzeichnung der Hauptverwitterungszone vor. Da allerdings insbesondere die Bestimmung amorpher pedogener Eisenoxide methodisch bedingte Fehlerquellen beinhalten kann, wird hier zusätzlich der Anteil aller pedogener Eisenoxide am Gesamteisengehalt (Fe_d/Fe_t) als Kriterium zur Identifizierung der Hauptverwitterungszone mit einbezogen.

2.3.1 Auf der Elementverlagerung beruhende pedochronologische Auswertungsmethoden und Indizes

Eine große Gruppe von Verwitterungsindizes (vgl. Tabelle 3) beruht auf dem Verhältnis relativ gut zu relativ schlecht löslicher und verlagerbarer einzelner oder in Gruppen zusammengefasster Elemente (u.a. HAANTJENS & BLEEKER 1970, WAKATSUKI et al. 1977, ARAKI & KYUMA 1986, HARNOIS 1988, NYAKAIRU & KOEBERL 2001). Hierbei gehen in der Regel die über die RFA ermittelten oxidischen Anteile am Gesamtgehalt in Gew.-% bzw. mol in die Berechnung ein. Somit können die relativen An- und Abreicherungen innerhalb der Gesamtzusammensetzung zwischen der Proben verfolgt werden. Die Methoden, die größere Elementgruppen berücksichtigen, ermöglichen dabei zwar die Maskierung fehlerhafter Einzelwerte, jedoch wird durch die Ergänzung von Elementen mit weniger eindeutigen Mobilitätseigenschaften gleichzeitig die Schärfe des Ergebnisses verringert. Im folgenden werden zunächst auf Elementgruppenverhältnissen beruhende, anschließend auf Verhältnissen von Elementgruppen zu Einzelelementen und schließlich auf Einzelelementverhältnissen beruhende Indizes vorgestellt.

Ein häufig verwendeter Verwitterungsindex ist der „Modified Weathering Potential Index“ (MWPI) nach VOGEL (1975), der eine Weiterentwicklung des

von REICHE (1943) eingeführten „Weathering Potential Index“ (WPI) darstellt. Hierbei wird der prozentuale Anteil der häufigsten – relativ leicht löslichen – Erdalkali- und Alkalimetalle an der Summe

aus diesen sowie den schwerer löslichen Sesquioxiden und SiO_2 berechnet:

$$\text{MWPI} = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO})}{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2)} * 100 \quad (4)$$

Mit fortschreitender Verwitterung wird zum einen der Anteil der Erdalkali- und Alkalimetalle im Zähler und Nenner immer kleiner, während gleichzeitig der Anteil der Sesquioxide und von SiO_2 im Nenner auf deren Kosten zunimmt und eine Abnahme des MWPI bewirkt. Der Bezug der Erdalkali- und Alkalimetalle auf alle in der Formel verwendeten Komponenten hat den Vorteil, dass der resultierende Quotient zwingend zwischen 0 und 1 liegt und durch die Multiplikation mit 100 das Ergebnis in Prozent dargestellt werden kann. Im Unterschied zu REICHE (1943) verzichtet VOGEL (1975) auf die Subtraktion von H_2O im Zähler und die Addition von FeO im Nenner. Durch die im Zuge der Hydratations-

Verwitterung steigenden H_2O -Anteile würde der Indexwert negativ und eine Berechnung des MWPI in Prozentwerten wäre nicht mehr möglich. Nach VOGEL (1975: 2083) eignet sich der MWPI besonders bei der Untersuchung von Böden aus metamorphem Ausgangssubstrat.

Der Verwitterungsindex nach KRONBERG & NESBITT (1981) setzt sich aus zwei Termen zusammen, die über die Darstellung in einem kartesischen Diagramm in Relation gesetzt werden. Der auf der Ordinate aufgetragene Wert wird im folgenden als Term 1 bezeichnet und beschreibt folgendes molares Verhältnis:

$$\text{Term 1} = (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \quad (5)$$

Dieser Term beschreibt die Feldspatverwitterung. Primäre Minerale des Ausgangsgesteins, wie Feldspat, Jadeit, Biotit oder Diopsid, werden zunehmend durch komplexe sekundäre Tonminerale wie Illit oder Smectit ersetzt. Durch die einhergehende Auswaschung der leichtlöslichen Erdalkali- und Alkalimetalle Ca, Na und K bei zunehmender Anreicherung von schwerlöslichen Al- und Si-Oxide, verschiebt sich der Wert des Terms, der zu Beginn der Verwitterung nahezu 1 erreichen kann, in Richtung 0. Der Aufbau des Index ist dem MWPI ähnlich, allerdings verzichten die Autoren auf Seiten der eher mobilen Elemente auf Mg und bei den relativ im-

mobilen Elementen auf Fe und Si. Der Grund für die Nichtberücksichtigung von Mg bei den mobilen Elementen ist darin zu suchen, dass dieses Element auch in Verwitterungsprodukten gespeichert werden kann, beispielsweise in Mg-Chlorit oder in Vermikulit (vgl. BIRKELAND 1999, SINGER 1993: 177). Die Beschränkung auf Al bei den immobil Elementen lässt sich neben der Vereinfachung der Berechnung mit der besonders hohen Verwitterungsresistenz des Al auch gegenüber Fe und Si begründen.

Der auf der Abszisse aufgetragene Wert wird im folgenden als Term 2 bezeichnet und beschreibt folgendes molares Verhältnis:

$$\text{Term 2} = (\text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \quad (6)$$

Term 2 enthält zusätzlich Si in Nenner und Zähler. Nach Ablauf der für Term 1 beschriebenen Prozesse kommt es bei fortschreitender chemischer Verwitterung zur Al-Oxid-Anreicherung und die Werte für Term 2 gehen bei der Entstehung von Gibbsit- und Bauxitlagerstätten gegen 0. Bei quarzreichem Ausgangsmaterial und vorherrschend physikalischer Verwitterung hingegen kommt es zur Quarzanreicherung und die Werte für Term 2 gehen gegen 1.

Das aus den beiden Termen resultierende Diagramm zeichnet die zunehmende Verwitterung in einen charakteristischen Verlauf wieder, bei dem zunächst

Term 1 deutlich und Term 2 geringfügig kleiner wird. Haben die Werte für Term 1 nahezu 0 erreicht, wird die ab hier geteilte theoretische Verwitterungskurve in ihrem Verlauf von Term 2 bestimmt. Der von chemischer Verwitterung geprägte Zweig verläuft für Term 2 gegen 0, der von quarzreichem Ausgangsmaterial und physikalischer Verwitterung geprägte Zweig gegen 1 (Figur 1). Term 1 beschreibt demzufolge den Grad der Verwitterung, Term 2 die „Verwitterungsrichtung“. Die ursprüngliche Idee zu dieser graphischen Darstellung von Verwitterungsgrad und Verwitterungsrichtung findet sich bei

REICHE (1943), allerdings ist dort die Elementzusammensetzung der Terme komplizierter und birgt mehr Unsicherheiten.

Der von BIRKELAND (1999) beschriebene Verwitterungsindex stimmt im Zähler, d.h. bei der Gruppe der immobilisierten Elemente, mit dem MWPI überein. Der Nenner setzt sich allerdings nicht aus der Sum-

me sowohl mobiler, als auch immobilisierten Elemente zusammen, sondern gibt nur die Summe ausgewählter immobilisierten Elemente wieder. Statt des prozentualen Anteils der mobilen Elemente an allen im Index verwendeten Elementen beschreibt dieser Verwitterungsindex dementsprechend das Mengenverhältnis ausgewählter mobiler zu immobilisierten Elemente:

$$\text{NKCM/AFT} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) \quad (7)$$

Außerdem verwendet BIRKELAND (1999) bei den immobilisierten Elementen neben Al und Fe Ti anstelle von Si. Ti gilt als sehr verwitterungsresistentes Element, weshalb es auch verbreitet in Indizes zur Kennzeichnung von Abweichungen der chemischen Zusammensetzung des Ausgangssubstrates Verwendung findet (u.a. SINGER 1993, NIEUWENHUYSE & VAN BREEMEN 1997). Durch die stabil bleibende Ti-Menge im Boden nimmt zwar der relative Anteil an der Gesamtelementzusammensetzung während der Verwitterung zu, jedoch sind diese Anteile und ihre Änderung im Vergleich zu den Anteilen an Fe und Al vergleichsweise gering und Ti kommt bei diesem

Index eine eher untergeordnete Bedeutung zu.

Auch FENG (1997) stellte bei der chemischen Charakterisierung von Lössen fest, dass leicht lösliche Elemente wie Na, K, Mg, P und Ca relativ sensibel auf die Bodenbildungsprozesse reagieren, während schlecht oder gar nicht lösliche Elemente wie Si, Ti, Fe und Al in ihrer Verbreitung von der Zusammensetzung des Ausgangssubstrates kontrolliert werden. Abgesehen von leichten Abweichungen bei der Auswahl der berücksichtigten Elemente ist das im weiteren Verlauf als Feng-Index bezeichnete Elementeverhältnis den zuvor genannten Ansätzen relativ ähnlich:

$$\text{Feng-Index} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{P}_2\text{O}_5) \quad (8)$$

Durch die Stellung der leichter löslichen Elemente in den Nenner der Formel steigen die Werte des Feng-Index im Gegensatz zu den vorher genannten Indizes mit zunehmender Verwitterung an. Ein deutlicher Unterschied im Gegensatz zu den anderen Indizes ergibt sich durch die Nichtberücksichtigung von Ca. Insbesondere bei deutlich kalkhaltigen Ausgangssubstraten, wie sie sich z.T. auch in den hier untersuchten Proben finden, würde der Indexwert unter Berücksichtigung des zu Beginn dominierenden Anteils von Ca fast ausschließlich dessen Lösungs- und Verlagerungsgeschichte nachzeichnen (FENG 1997). Gerade die Verwendung mehrerer Elemente bringt jedoch den Vorteil mit sich, dass über die unterschiedlich starke Neigung der einzelnen Elemente zur Lösung und Verlagerung ein raumzeitlich differenzierteres Bild entsteht, welches genauere Aussagen zum Verwitterungsgrad bzw. Verwitterungszeitraum zulässt. Um die Beeinflussung durch Ca gänzlich auszuschließen, wurde nicht nur auf die Verwendung des Wertes im Index verzichtet, sondern zusätzlich auch dessen Anteil an der Gesamtelementverteilung gelöscht und anschließend die Anteile der übrigen Elemente entsprechend neu berechnet (FENG 1997: 536). Auch das im Gegensatz zu anderen Indizes berücksichtigte P_2O_5 erhält trotz allgemein niedriger Anteile an der Gesamtelement-

verteilung durch den Ausschluss von Ca eine größere Bedeutung. Für Lössstandorte unter arid-semiariden Bedingungen (Kansas, USA) spiegelt sich die Verwitterungsintensität in der Verteilung der verwendeten leichtlöslichen Elemente sehr gut wider (FENG 1997: 536).

Bereits 1927 wurde der sogenannte Vogt-Index „V“ (nach VOGT 1927 in HARNOIS 1988) eingeführt, der sich von den zuvor genannten Indizes in einem wesentlichen Punkt unterscheidet: während bei allen sonst gebräuchlichen Verwitterungsindizes K zu den immobilisierten Bestandteilen gezählt wird, tritt es hier neben Al als immobile Komponente auf. Wie beim Feng-Index wird durch die Zuordnung der immobilisierten Elemente in den Zähler und der mobilen in den Nenner der Term bei fortschreitender Verwitterung größer.

$$V = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) \quad (9)$$

Zwar wird K bei der Verwitterung sehr schnell aus dem Feldspatverband gelöst, jedoch neigt es später zur Adsorption an feinkörnige Partikel. Insbesondere in den Zwischenschichten der Illite wird zum Ladungsausgleich infolge des isomorphen Ersatzes K eingebaut (vgl. BIRKELAND 1999). Aber auch in Vermikulite kann bei entsprechender Verfügbarkeit

im Zuge der sogenannten „Kaliumfixierung“ K im Austausch gegen zweiwertige Ionen (Ca, Mg etc.) wieder gebunden werden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992).

In Anlehnung an Ergebnisse von STURCHIO et al. (1986) wurde ein in dieser Arbeit als Verlagerungsindex „ V_i “ bezeichneter Wert berechnet. Genannte Autoren bestimmten für eine Reihe von Haupt- und Spurenelementen das Ausmaß ihrer Verlagerung in einem aktiven geothermalen System. Hierzu wurden die Elementkonzentrationen, korrigiert über das Verhältnis zur Konzentration an als verlagerungsresistent betrachtetem Ti, mit einer unverwitterten Referenzprobe in Relation gesetzt. In späteren Arbeiten wurden diese Werte genereller für bodenkundliche Untersuchungen über das raumzeitliche Ausmaß chemischer Verwitterung verwendet (u.a. OKUDA et al. 1995). Da in der vorliegenden Arbeit

eine Beprobung des unverwitterten Ausgangssubstrates nicht überall erfolgen konnte und die typischerweise bei glazigenen Akkumulaten auftretenden Inhomogenitäten durch Ti nicht eindeutig korrigierbar war, wurde von einer direkten Verwendung dieser Methode abgesehen. Allerdings teilen STURCHIO et al. (1986: 1630) als Ergebnis ihrer Untersuchungen die betrachteten Elemente in zwei Gruppen unterschiedlicher Verlagerungsintensität, aus denen der hier verwendete Verlagerungsindex abgeleitet ist. Danach erwiesen sich u. a. Mg, Ca, Na, K, Mn, Rb, Sr und Ba als relativ mobil, Al, Fe, Sc, Co, Y und Zr als eher immobil. Als Maß der Verwitterungsintensität ergibt sich hieraus folgender – bei zunehmender Verwitterung kleinere Werte ergebender – Verlagerungsindex (als molare Elementverhältnisse):

$$V_i = \frac{(Mg + Ca + Na + K + Mn + Rb + Sr + Ba)}{(Al + Fe + Sc + Co + Y + Zr)} \quad (10)$$

In einer ersten Gruppe von Indizes, die sich aus dem Verhältnis von Einzelementen zu Elementgruppen ergeben, wird das Verhältnis von Al zu einer Gruppe von mobilen Elementen betrachtet. Auf das sonst häufig auf Seiten der immobilen Elemente berücksichtigte Fe und Si wird dabei verzichtet, da es bei letzteren zu Fehlabschätzungen kommen kann (SMYKATZ-KLOSS 2003). Bei Si ergibt sich das Problem, das dieses nicht nur in Silikaten vorhanden ist, sondern auch in variabler Menge als „freier“

Quarz auftritt. Beim Eisen ergeben sich Abweichungen im Oxidgehalt in Abhängigkeit vom Redoxpotential des Milieus: während etwa durch organische Reduktionsmittel zu Fe^{2+} reduzierte Verbindungen in Lösung gehen, sind Fe^{3+} -Verbindungen oberhalb von pH 3 unlöslich. BIRKELAND (1999) greift diese Argumentation auf und verändert den hier in Gleichung (7) bereits beschriebenen Indexwert entsprechend:

$$NKCM/A = (Na_2O + K_2O + CaO + MgO) / (Al_2O_3) \quad (11)$$

Wie schon bei dem komplexeren Index NKCM/AFT (Gleichung (7)) und dem MWPI (Gleichung (4)) berücksichtigt dieser bei Verwitterung kleiner werdende Verhältniswert Mg auf Seiten der mobilen Elemente.

Hinsichtlich der verwendeten Elemente ist der Chemical Index of Alteration „CIA“ (NESBITT &

YOUNG 1982) mit einer Ausnahme identisch mit dem zuvor beschriebenen: auf Seiten der mobilen Elemente bleibt hier Mg wieder unberücksichtigt. Da der Indexwert den prozentualen Anteil von Al_2O_3 an allen in der Berechnung vorkommenden Oxiden beschreiben soll, ergibt sich nach dem bereits beim MWPI beschriebenen Prinzip folgende Formel:

$$CIA = (Al_2O_3) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) * 100 \quad (12)$$

Durch die während der Verwitterung zu erwartende Zunahme des Al-Anteils auf Kosten der (Erd)alkaliemetalle steigen auch die Werte für den CIA. Dieser Indexwert beruht hauptsächlich auf dem Prinzip der Feldspatverwitterung, weshalb NESBITT & YOUNG 1982) CaO ausschließlich auf die silikatisch gebundenen Komponenten beziehen, welche in dieser Arbeit jedoch nicht separat analysiert worden

sind. Um den CIA auch auf der Basis von Gesamtelementanalysen annähernd korrekt berechnen zu können, schlägt MCLENNAN (1993) folgenden Weg zur indirekten Bestimmung des silikatischen CaO-Anteils durch Abzug des carbonatisch und in Phosphaten (Apatit) gebundenen Ca vom Gesamt-CaO-Anteil vor: Zunächst wird mittels des molaren P_2O_5 -Anteils das phosphatisch gebundene CaO ermittelt

und vom Gesamt-CaO-Anteil abgezogen. Aus der chemischen Formel für Apatit ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$) lässt sich das darin enthaltene molare CaO wie folgt berechnen:

$$\text{mol CaO in Apatit} = \text{mol} \left(\text{P}_2\text{O}_5 * \frac{2}{3} \right) * 5 \quad (13)$$

Da der für die Berechnung des carbonatisch gebundenen Ca-Anteils benötigte CO_2 -Gehalt nicht analysiert wurde, erfolgt die endgültige Bestimmung des silikatischen CaO unter der Annahme, dass dessen Anteil den des Na_2O nicht übersteigt. Ist nach Abzug des molaren Apatit-CaO-Anteils der molare Anteil von CaO kleiner als der von Na_2O , so wird dieser Anteil als silikatisches CaO verwendet. Ist der molare CaO-Anteil hingegen größer als der von Na_2O , wird der silikatische CaO-Anteil dem Na_2O -Anteil gleichgesetzt. Um die Auswirkungen dieser Umrechnung auf den CIA nachvollziehen zu können, wurde dieser sowohl mit dem CaO-Gesamtanteil als auch mit dem silikatischen CaO-Anteil berechnet. Der Chemical Index of Weathering „CIW“ nach HARNOIS (1988) ist unmittelbar aus dem CIA abgeleitet und wurde nur dahingehend modifiziert, dass das dort als mobil eingestufte K_2O aus dem Index entfernt wurde und CaO nicht auf die silikatisch gebundenen Komponenten beschränkt ist:

$$\text{CIW} = (\text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) * 100 \quad (14)$$

Wie schon im Zusammenhang mit dem Vogt-Index (Gleichung (9)) erwähnt, ist das Lösungs- und Mobilisierungsverhalten von K variabel, da dieses Element nach einer anfänglich schnellen Lösung aus dem Feldspatverband im weiteren Verlauf durch die gebildeten Verwitterungsprodukte wieder gebunden werden kann. Um eine Unschärfe des Ergebnisses durch entsprechend gegenläufige Trends zu verhindern, wird auf einen Einsatz von K beim CIW verzichtet.

Eine zweite Gruppe von Indizes, die auf dem Verhältnis eines Einzelements zu einer Elementgruppe aufbaut, beschreibt das Verhältnis von Si zu Fe und Al. MARKEWICH et al. (1989) verwenden folgende Formel:

$$\text{FA/S} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{SiO}_2) \quad (15)$$

Bei der hydrolytischen Verwitterung werden zwar Si-Ionen ebenso gelöst wie Al- und Fe-Ionen, allerdings werden die Si-Ionen in größerem Umfang mit der Lösung abgeführt, während Al- und Fe-Ionen als Sesquioxide im Boden gebunden werden. Somit ist während der Verwitterung von einem Anstieg des

Indexwertes auszugehen. Allerdings eignet sich diese Methode vornehmlich für einen Vergleich tonreicher B-Horizonte, in denen ein verfälschender Einfluss durch verwitterungsstabiles quarzbürtiges Si entsprechend gering ist. MARKEWICH et al. (1989: D23) weisen außerdem darauf hin, dass diese Methode am ehesten für die Unterscheidung von Bodenaltern in einer Skala von mehreren Hunderttausend Jahren geeignet ist.

Zum Abschluss dieser Gruppe ist noch eine Methode von BIRKELAND (1999) zu erwähnen, bei der, im Vergleich zur zuvor genannten, Zähler und Nenner zu tauschen und Fe und Al um Ti zu ergänzen sind:

$$\text{S/AFT} = (\text{SiO}_2) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) \quad (16)$$

Wie schon früher erwähnt, gilt Ti neben Fe und Al als besonders verwitterungsresistent und stellt somit eine sinnvolle Ergänzung des Quotienten dar. Allerdings muss hierbei bedacht werden, dass Ti verglichen mit den Fe und Al relativ geringe Anteile aufweist und MURAD (1978: 222) zu bedenken gibt, dass Ti beispielsweise aus Biotit gelöst wird.

Nach den komplexeren Verwitterungsindizes folgen nun eine Reihe von Quotienten, die speziell das Verhältnis zweier Elemente bzw. Oxide zueinander beschreiben. Dabei werden zum einen Elemente aus der eindeutig mobilen und immobil Gruppe miteinander verglichen, aber auch innerhalb der mobilen und immobil Gruppe werden Elemente unterschiedlicher Mobilität gegenübergestellt.

Bei GALLET et al. (1998) und SMYKATZ-KLOSS (2003) finden sich eine Gruppe von Quotienten, die jeweils eines der mobilen (Erd)alkalimetalle Na, K und Mg zu einem der immobil Elemente Al und Ti ins Verhältnis setzen (Tabelle 3). Am deutlichsten lässt sich die Verwitterung dabei durch die Abnahme von $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ nachweisen, während diese für $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, sowie für $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ und MgO/TiO_2 weniger eindeutig ausfallen (SMYKATZ-KLOSS 2003). Für K und Mg lässt sich dies durch deren bereits beschriebene größere Neigung zur Speicherung in Verwitterungsprodukten wie Vermikulit (K und Mg), Illit (K) oder Mg-Chlorit (Mg) erklären. Für die Verhältnisse zu TiO_2 muss generell beachtet werden, dass durch dessen geringen Anteil am Gesamtgehalt mögliche Messungenauigkeiten eine nicht zu unterschätzende Fehlerquelle darstellen können.

FENG (1997) weist mit der Abnahme des Quotienten $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ einen zunehmenden Grad an Verwitterung nach. Zwar ist Fe in Relation zu Al in Abhängigkeit von den Redoxverhältnissen weniger gut als

Vertreter der immobilen Elemente geeignet, jedoch kann insbesondere bei geringen Gehalten organischer Substanz und kalkhaltigem Ausgangssubstrat eine gute Eignung des Quotienten erwartet werden.

Verwitterungsindikatoren aus Elementverhältnissen innerhalb der Gruppe der leicht löslichen (Erd)alkalimetalle finden sich bei JENNY (1931, zitiert in RUXTON 1968) mit dem Quotienten K_2O/Na_2O und bei PARSSON et al. (1970) und AHMAD et al. (1977) mit dem auf austauschbare Anteile bezogenen Quotienten Ca/Mg . K und Na gehören beide zu den Alkalimetallen und zählen somit als einwertige Kationen (Ionenladung 1) durch die geringe Anziehungskraft zu den am leichtesten löslichen Ionen. Die Mobilität wird jedoch auch noch wesentlich durch den Ionenradius bestimmt. Sind Kationen gleicher Wertigkeit in Lösung gegangen, können sie umso besser wieder adsorbiert werden, je kleiner die sie nun umgebende und den eigentlichen Ionenradius um ein vielfaches überragende Hydrathülle ist. Die Dicke der Wasserhülle steigt dabei mit sinkendem Ionenradius an (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992: 99). Da K^+ einen größeren Ionenradius als Na^+ besitzt, weist es demnach eine geringere Mobilität auf und der Quotient K_2O/Na_2O wird bei zunehmender Verwitterung größer.

Da in dieser Arbeit eine separate Analyse der austauschbaren Kationen nicht erfolgte, werden anstelle des austauschbaren Ca und Mg die Gesamtelementanteile für den Quotienten CaO/MgO verwendet. Da beide Kationen zweiwertig auftreten, sollte auch hier Ca^{2+} als das Ion mit dem größeren Ionenradius fester gebunden werden und der Quotient im Laufe der Verwitterung zunehmen. Allerdings beschreiben PARSSON et al. (1970) ebenso wie AHMAD et al. (1977) eine Abnahme des Verhältnisses mit dem Bodenalter. Dass dies nicht eine Frage der Verwendung von austauschbaren Gehalten anstelle von Gesamtelementanteilen ist, zeigt sich in zahlreichen anderen Untersuchungen, die auch auf Basis von Gesamtelementanalysen Ca als das mobilere Element einordnen (vgl. WAKATSUKI et al. 1977). Begründet wird dies beispielsweise mit der spezifischen Einlagerung von Mg in bestimmten Verwitterungsprodukten wie Mg-Chlorit (BIRKELAND 1999: 68) und Vermikulit (SINGER 1993: 177).

RUXTON (1969) benutzt das Verhältnis der eher als immobil einzuordnenden Oxide SiO_2 und Al_2O_3 zur Indikation des Verwitterungsgrades. Hierbei wird davon ausgegangen, dass das silikatisch gebundene Si ausgetragen wird, während das verwitterungsstabile Al bei Mengenkonstanz eine Zunahme seines Gesamtelementanteils erfährt und der Quotient klei-

ner wird. Der im Rahmen der hier durchgeführten Untersuchungen nicht mögliche Bezug ausschließlich auf die Tonfraktion lässt dabei verlässlichere Ergebnisse erwarten, da das verwitterungsstabile quarzitisches Si nur bei gröberen Kornfraktionen auftritt.

Ein ganz ähnlicher Quotient findet sich bei ORTIZ et al. (2002) mit der Ausnahme, dass als verwitterungsresistente Komponente Fe statt Al Verwendung findet und Zähler und Nenner getauscht sind. Da der resultierende Quotient Fe_2O_3/SiO_2 allerdings durch die hohen SiO_2 -Anteile sehr kleine Werte ergibt, wird in dieser Arbeit der Kehrwert SiO_2/Fe_2O_3 verwendet. Dies bietet zusätzlich den Vorteil, die Werte besser mit denen des SiO_2/Al_2O_3 -Quotienten nach RUXTON (1969) vergleichen zu können, da beide gleichsinnig bei zunehmender Verwitterung kleiner werden. Aufgrund der weniger eindeutigen Verwitterungsresistenz von Fe gegenüber Al in Abhängigkeit der Redoxverhältnisse muss bei dem Quotienten SiO_2/Fe_2O_3 eine höhere Fehlerwahrscheinlichkeit angenommen werden.

Eine letzte Gruppe von Einzelementquotienten beruht auf dem Vergleich unterschiedlich mobiler Elemente, die nur in Spuren bzw. sehr geringer Dosierung vorkommen. VOGEL (1975) verwendet den Quotienten 0.001 (ppm Zr/Gew.-% P_2O_5), der hier nach Umrechnung der Einheiten vereinfacht als $(Zr/P_2O_5) \cdot 10$ eingesetzt wird. Zr tritt hauptsächlich in seiner primären Mineralform als Zirkon auf, welches als sehr verwitterungsbeständig gilt (VOGEL 1975). Durch den vergleichsweise stärkeren Austrag von P zeigt sich daher beim Verwitterungsprozess ein Anstieg des Quotienten. Generell muß hier, wie auch bei den im folgenden beschriebenen und auf Spurenelementverhältnissen beruhenden Quotienten, durch die geringen Elementanteile mit einer höheren Fehlerwahrscheinlichkeit durch Messungenauigkeiten gerechnet werden.

RESTALLACK (1997, 2001) benutzt den Quotienten Ba/Sr als Indikator für verwitterungsbedingten Stoffaustrag. Beide Elemente gehören zu den Erdalkalimetallen und sind chemisch sehr ähnlich, jedoch ist Sr aufgrund des kleineren Ionenradius und der sich daraus ergebenden chemischen Eigenschaften – wie bereits für den Vergleich zwischen Na und K beschrieben – stärker von Verlagerung und Austrag betroffen. Der Quotient Ba/Sr steigt also mit zunehmender Verwitterung an.

Bei Untersuchungen von Löss-Paläoböden in Asien stellten CHEN et al. (1998), CHEN (1999) und ZHISHENG et al. (2001) eine Korrelation zwischen dem Rb/Sr-Verhältnis und der Stärke des Ostasiati-

schen Sommermonsun fest. Bei weiteren pedochemischen Mobilitäts-Experimenten konnte ein steigender Rb/Sr-Quotient infolge des verwitterungsbedingten Austrags von Sr bestätigt werden.

Um ein möglichst breites Spektrum an Verwitterungsindizes zusammengefasst ausdrücken zu können, addierten ARAKI & KYUMA (1986) verschiedene

ne der zuvor beschriebenen, ergänzt um einige zusätzliche Indizes, zu einem als Factor 1 bezeichneten Gesamtindikator. Dabei wurden die einzelnen Indizes in Abhängigkeit ihrer absoluten Größe, sowie der Stärke und Richtung ihrer Korrelation mit dem Verwitterungsgrad, in folgende Beziehung gesetzt:

$$\text{Factor 1} = \frac{0.097 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.087 \cdot \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.252 \cdot (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O}) - 0.347 \cdot \text{SiO}_2/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3) + 0.351 \cdot (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2) + 0.298 \cdot \text{SiO}_2/\text{Sand} - 0.178 \cdot \text{MgO}/\text{K}_2\text{O}}{(17)}$$

Gegenüber den bei ARAKI & KYUMA (1986) vorgegebenen Indizes musste an zwei Stellen der Anteil an Quarz durch den Anteil an SiO₂ ersetzt werden, da Analysen des Quarzanteils nicht zur Verfügung standen. Dies betrifft zum einen die Summe mit Fe₂O₃ und Al₂O₃, zum anderen den Quotienten zu Sand. Generell muss daher durch die höheren Gesamtgehalte an SiO₂ im Vergleich zu Quarz zwar von zu hohen absoluten Werten für den Gesamtindikator ausgegangen werden, eine verwitterungsbedingte Zunahme der beiden Einzelindizes wie auch des Gesamtindizes ist jedoch sowohl bei der Verwendung von Quarz als auch von SiO₂ zu erwarten. Eine besondere Bedeutung könnte diesem Verwitterungsindikator insofern zukommen, als hier nicht nur eine große Bandbreite an verschiedenen Verwitterungsindizes berücksichtigt ist, sondern auch deren relative Bedeutung für die Bestimmung des Verwitterungsgrades in die Berechnung integriert wird.

Eine Besonderheit findet sich auch bei dem Parker-Index „WI(P)“ (nach PARKER 1970). Vergleichbar

mit dem Nenner aus dem MWPI (Gleichung 4), wird hier die Summe der am stärksten mobilen Hauptelemente Ca, Mg, Na und K verwendet, um das Ergebnis möglichst eindeutig zu machen und seine Übertragbarkeit auf eine große Bandbreite an Ausgangssubstraten gewährleisten zu können. PARKER (1970) verzichtet allerdings darauf, diese mobile Elementgruppe in Relation zu einem oder einer Gruppe von immobilisierenden Elementen zu setzen. Stattdessen versucht er, die Exaktheit und Übertragbarkeit des Index-Wertes durch eine selektive Addition der vier Einzelelemente zu verbessern. Diese Elemente haben eine unterschiedliche „Bereitschaft“ zum verwitterungsbedingten Austrag, der sich aus der spezifischen Bindungsaffinität des Elements mit Sauerstoff ergibt. Um diese Affinität in den Index mit einfließen zu lassen, greift Parker auf Werte von Nicholls (1963, in PARKER 1970: 502) für die Bindungsstärke der genannten Elemente mit Sauerstoff zurück. Hierdurch ergibt sich folgende Formel für den Parker-Index:

$$\text{WI(P)} = \left(\frac{(\text{Na})a}{0,35} + \frac{(\text{Mg})a}{0,9} + \frac{(\text{K})a}{0,25} + \frac{(\text{Ca})a}{0,7} \right) * 100 \quad (18)$$

wo (X) a der Atomkonzentration von Element X entspricht, definiert als Quotient aus prozentualer Atommassenkonzentration und relativer Atommasse. Im Nenner stehen die Bindungsstärken der jeweiligen Elemente mit Sauerstoff. Mit zunehmender Verwitterung und damit zunehmendem Austrag der Elemente sinkt der durch den Parker-Index ermittelte Wert.

Dreiecksdiagramme bieten die graphische Möglichkeit, die prozentualen Anteile dreier Elemente oder Elementgruppen an der Summe aller im Diagramm vorkommenden Elemente darzustellen. Hierdurch ist es möglich, der Wechselwirkung zwischen unterschiedlich mobilen Elementen noch spezifischer nachzugehen. Bei der Vorstellung des aus zwei Quotienten kombinierten Verwitterungsindex nach KRONBERG & NESBITT (1981) war bereits erwähnt

worden, dass die ursprüngliche Idee der kombinierten Darstellung von Verwitterungsgrad und Verwitterungsrichtung auf REICHE (1943) zurückzuführen ist. Neben der Gruppe der sehr mobilen Elemente Ca, Mg, K und Na zum Nachweis der Verwitterungsgrades, teilt er zum Nachweis der Verwitterungsrichtung die Gruppe immobiler Elemente in einerseits Al und Fe und andererseits Si. Um die Anteile dieser drei Gruppen in einer Grafik darstellen zu können, bediente sich Reiche eines Dreiecksdiagramms. In Figur 2 sind über die in das Diagramm eingetragenen Pfeile die theoretischen Verwitterungsverläufe nachzuvollziehen. Üblicherweise werden die Namen dieser Diagramme aus den Anfangsbuchstaben der vorkommenden Elemente gebildet, sodass sich hier der Name CMKN-AF-S-Diagramm ergibt.

In dem CM-KN-SAF-Diagramm von CHESWORTH (1973) werden die gleichen Elemente berücksichtigt wie bei Reiche, allerdings mit einer anderen Gruppeneinzelstellung. Chesworth unterteilt die mobilen Elemente in zwei Gruppen, während alle immobilen Elemente in einer Gruppe zusammengefasst sind. Dabei unterscheidet er die durch ihre Einwertigkeit sehr mobilen Alkalien K und Na von den zweiwertig auftretenden und dadurch weniger mobilen Erdalkalien Ca und Mg. Auch hier sind wiederum Abweichungen in der oben erwähnten Mobilitätsrangfolge möglich, beispielsweise durch die Einlagerung von K in die Tonminerale oder die aszendente Verlagerung und sekundäre Anreicherung von Ca und Mg (CHESWORTH 1973: 216). Der theoretische Verwitterungsverlauf ist der schematischen Darstellung in Figur 3 zu entnehmen. Chesworth greift alternativ auf ein vereinfachtes, kartesisches Diagramm zurück, in welchem die am wenigsten mobile Gruppe ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) der sehr mobilen Gruppe ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) gegenübergestellt ist.

NESBITT et al. (1996) verwenden in ihrer Untersuchung ein Dreiecksdiagramm mit der Zusammensetzung A-CN-K. Während die immobile „Gruppe“ relativ schlicht aus dem besonders verwitterungsstabilen Al gebildet wird, sind auch hier die mobilen Komponenten in zwei Gruppen unterteilt: einerseits die hier als sehr mobil eingestuften Elemente Ca und Na, andererseits das als weniger mobil angesehene K. Abgeleitet ist diese Mobilitätsfolge unmittelbar aus der primären Feldspatverwitterung, bei der die Plagioklase Anorthit (Ca-Feldspat) und Albit (Na-Feldspat) schneller verwittern als Minerale der Kalifeldspatgruppe und Ca und Na bevorzugt gegenüber K ausgetragen werden. CaO ist daher in diesem Diagramm auf silikatisch gebundenes CaO bezogen, welches in dieser Untersuchung jedoch nicht spezifisch analysiert worden ist. Wie schon beim CIA (s. Gleichung 12, NESBITT & YOUNG 1982) ausführlich beschrieben, schlägt MCLENNAN (1993: 297) auch hier eine Korrektur des CaO-Gesamtanteils mittels des P_2O_5 - und Na_2O -Anteils vor, um den silikatisch gebundenen CaO-Anteil näherungsweise zu bestimmen. Die theoretische Verwitterungskurve für das A-CN-K-Diagramm ist in Figur 4 dargestellt.

Einen anderen Ansatz zur Bestimmung des Verwitterungsgrades von Böden verfolgen WALKER & GREEN (1976) mit der Bestimmung der Profilanisotropie „IPA“ von verschiedensten bodenphysikalischen oder bodenchemischen Parametern. Bestimmt wird dabei die mittlere prozentuale Abweichung der Horizontwerte („D“ in Gleichung 19) von dem über Horizontmächtigkeit und –dicke gewichteten mittlere

ren Gesamtprofilwert eines Parameters („M“ in Gleichung 19):

$$\text{IPA} = D * 100 / M \quad (19)$$

Aufgrund der, gerade bei den hier untersuchten glazigenen Akkumulationen, kleinräuig sehr inhomogenen Zusammensetzung des Ausgangssubstrats der Böden, kommt diese Methode nachfolgend nicht zum Einsatz.

Die bei TAYLOR & BLUM (1995) aus Gesamtelementanteilen der beprobten Profilhorizonte berechnete Verwitterungsmenge „W“ einzelner oder zu Gruppen zusammengefasster Elemente in Bodenprofilen lässt sich ebenfalls zur Ermittlung des relativen Alters von Böden verwenden. Um die Zu- bzw. Abnahme von Elementen innerhalb eines Bodenprofils seit Beginn der Bodenbildung bestimmen zu können, muss als Bezugswert theoretisch die ursprüngliche Elementzusammensetzung jedes beprobten Horizontes bekannt sein. Da dies nicht möglich ist, wird ersatzweise die Elementzusammensetzung des unverwitterten Ausgangssubstrates unterhalb des Bodenprofils als Referenzwert verwendet. Dies ist allerdings äußerst problematisch, da zum einen nicht mit Sicherheit der unverwitterte Zustand des Referenzhorizontes garantiert werden kann und zum anderen insbesondere bei glazigenen Akkumulationen aufgrund deren auch kleinräuig inhomogener Zusammensetzung eine Übertragung der Daten auf das gesamte Bodenprofil schwierig ist. Hinzu kommt noch, dass in dieser Arbeit Bodenhorizonte nur bis in eine Tiefe von maximal 100 cm beprobt worden sind und völlig verwitterungsfreie Profildbereiche nicht immer erfasst werden konnten. Auf eine Verwendung dieser Methode wird daher verzichtet.

2.3.2 Auf der Bildung pedogener Oxide und der Bodenfarbe beruhende pedochronologische Auswertungsmethoden und Indizes

Neben Änderungen der Gesamtelementverteilung kann auch die Menge an bei der Verwitterung durch Umbildung und Neubildung entstehender sogenannter pedogener Oxide und Hydroxide Aufschluss über das relative Bodentalter geben (ALEXANDER 1974, ZECH & WILKE 1977, FITZE 1980, TORRENT et al. 1980, LEVINE & CIOLKOSZ 1983, ARDUINO et al. 1984, ALEXANDER 1985, ANIKU & SINGER 1990, BÄUMLER et al. 1996b, GUGGENBERGER et al. 1998, BÄUMLER 2001, ORTIZ et al. 2002). Gegenüber auf anderen Mechanismen beruhender Verwitterungsin-

dizes hat die Entstehungsmenge pedogener Oxide den Vorteil, dass sie weniger empfindlich auf Unterschiede der lithogenen Zusammensetzung des Ausgangsmaterials reagiert (ALEXANDER 1974), oder auf trockenere Klimabedingungen und negative Wasserbilanzen, wie BÄUMLER (2001: 69) in semi-ariden Gebieten des Tien-Shan zeigen konnte. Aus silikatisch gebundenem Fe, Al oder Mn werden dabei zunächst amorphe, schlecht kristallisierte Oxihydroxide gebildet, welche im weiteren Verlauf zunehmend in gut kristallisierte Formen umgewandelt werden. Durch bereits beschriebene spezifische Extraktionsmethoden kann die Menge der gebildeten pedogenen Oxidvarianten selektiv bestimmt werden. Über die Oxalatextraktion werden dabei überwiegend die amorphen pedogenen Oxihydroxide (Fe_o , Al_o , Mn_o) extrahiert, während bei der Dithionitextraktion sowohl die amorphen als auch die gut kristallisierten pedogenen Oxihydroxide (Fe_d , Al_d , Mn_d) extrahiert werden. Subtrahiert man die bei der Oxalatextraktion gewonnene Menge von der bei der Dithionitextraktion gewonnenen, ergibt sich rechnerisch die Menge gut kristallisierter pedogener Oxihydroxide (Fe_{d-o} , Al_{d-o} , Mn_{d-o}). Da die genannten Methoden für Fe die verlässlichsten Ergebnisse liefern, sind die in dieser Arbeit verwendeten Verwitterungsindizes in der Regel auf die pedogenen Fe-Oxide bezogen. Teilweise wurden aber die Indizes auch für Al berechnet bzw. Al- und Fe-Analyseergebnisse in einem Verwitterungsindex kombiniert. Eine Übersicht der Methoden ist neben den im Anschluss vorgestellten Farbindizes in Tabelle 4 zusammengestellt. Neben den im folgenden vorgestellten Quotienten zwischen verschiedenen Fe-Fractionen können auch die absoluten Gehalte dieser Fractionen erste Aufschlüsse über den Verwitterungsgrad von Böden liefern.

Nach dessen Einführung durch ALEXANDER (1974) fand ein als „Fe-Ratio“ und in Deutschland als „Fe-Aktivitätsindex“ benannter Verwitterungsindex breite Anerkennung als Zeiger für den Grad der Bodenverwitterung bzw. das Bodentalter. Der Indexwert ergibt sich aus dem Quotienten Fe_o/Fe_d , beschreibt also den Anteil der amorphen pedogenen Fe-Oxide an der Gesamtheit aller pedogenen Fe-Oxide. Bei Untersuchungen von Böden auf unterschiedlich alten Flussterrassen in Nevada stellte ALEXANDER (1974: 121) fest, dass die Werte für den Fe-Aktivitätsindex in den ersten Jahrtausenden bis zu einem Maximalwert zunimmt, ehe er bei noch älteren Böden wieder abnimmt bis auf einen nahezu konstanten Wert. Begründen lässt sich dieses Verhalten vermutlich durch die unterschiedlichen und sich außerdem im Laufe

der Zeit verändernden Geschwindigkeiten, mit denen zum einen silikatisch gebundenes Fe in amorphe pedogene Fe-Oxide und zum anderen diese weiter zu gut kristallisierten pedogenen Fe-Oxiden umgewandelt werden. Nachdem in der initialen Phase der Bodenentwicklung beide Prozesse vermutlich etwa mit der gleichen Geschwindigkeit ablaufen, nimmt die Geschwindigkeit der Bildung amorpher pedogener Fe-Oxide progressiv zu (ARDUINO et al. 1984: 47), wodurch mehr amorphes pedogenes Fe-Oxid neu gebildet als zu gutkristallisiertem Fe-Oxid umgewandelt wird und der Anteil von Fe_o an Fe_d zunimmt. Ist die Bodenverwitterung weiter vorangeschritten, nimmt jedoch durch die immer geringere Verfügbarkeit von silikatisch gebundenem Fe die Menge an neu gebildeten amorphen pedogenen Fe-Oxiden ab und in der Folge sinkt bei gleichbleibender Umwandlung zu gutkristallisierten pedogenen Fe-Oxiden der Anteil von Fe_o an Fe_d .

Insbesondere durch die Änderung der Bildungsgeschwindigkeit von amorphen pedogenen Fe-Oxiden und der damit verbundenen Umkehr im Entwicklungstrend des Fe-Aktivitätsindex ist ein Zusammenhang des Quotienten mit dem Bodentalter nicht immer eindeutig gegeben (vgl. auch BÄUMLER 2001: 19). ARDUINO et al. (1984) schlagen daher vor, die Menge gutkristallisierter pedogener Fe-Oxide ($\text{Fe}_d - \text{Fe}_o$) als Indikator für das Alter eines Bodens zu verwenden. Zusätzlich setzen sie den Gehalt an gutkristallisierten pedogenen Oxiden ins Verhältnis zum Gesamteisengehalt (Fe_t), sodass der entstehende Quotient $\text{Fe}_{d-o}/\text{Fe}_t$ dessen Anteil am Gesamteisengehalt widerspiegelt. Dieser Bezug zu Fe_t bietet den Vorteil, dass auch Profile mit stark abweichenden Gesamteisengehalten relativ gut miteinander verglichen werden können, denn natürlich ist die Produktion von pedogenen Oxiden neben der Zeit auch von der zur Verfügung stehenden Fe-Menge abhängig.

Durch den Bezug zu Fe_t lässt sich mit den Ergebnissen der Oxalat- und Dithionitextraktion der Gesamteisengehalt insgesamt in drei Fractionen untergliedern, deren Anteile Rückschlüsse auf das Bodentalter zulassen. Neben der gerade vorgestellten Fraction der gutkristallisierten pedogenen Fe-Oxide ($\text{Fe}_{d-o}/\text{Fe}_t$) sind dies der Anteil amorpher pedogener Fe-Oxide am Gesamteisengehalt (Fe_o/Fe_t) und der Anteil des silikatischen Fe am Gesamteisengehalt (Fe_s/Fe_t). Im Laufe der Verwitterung ist dabei von einer beständigen Abnahme des silikatischen Fe auszugehen, auf dessen Kosten zunächst vor allem bei den amorphen pedogenen Fe-Oxiden und beständig über den gesamten Verwitterungsverlauf bei den gutkris-

tallisierten Fe-Oxiden ein Anstieg zu erwarten ist. Durch die dreigeteilte Untergliederung des Gesamteisengehaltes bietet sich hier wie schon bei einigen auf der Gesamtelementanalyse basierenden Verwitterungsindizes die Möglichkeit, die Ergebnisse übersichtlich in einem Dreiecksdiagramm zu präsentieren (vgl. BÄUMLER 2004, CASPARI et al. 2004). In Figur 5 ist die theoretische verwitterungsbedingte Verschiebung innerhalb des Diagramms über den eingetragenen Pfeil angedeutet.

ZECH & WILKE (1977) verwenden den vielleicht direktesten Weg, um mittels der Menge pedogener Oxide das relative Bodenalter zu bestimmen. Über den Quotienten Fe_d/Fe_t berechneten sie den Anteil aller durch pedogene Prozesse gebildeten Fe-Oxide am Gesamteisengehalt. Für eine auf Moränenwällen im Zillertal angelegten Bodenchronosequenzstudie konnten sie eindeutig eine Zunahme des Quotienten mit dem Bodenalter feststellen. Auch von anderen Autoren wie TORRENT et al. (1980), ARDUINO et al. (1986), ANIKU & SINGER (1990) oder BÄUMLER (2001) wird die Eignung des Quotienten zur relativen Altersdatierung bestätigt, während FITZE (1980: 101, 1982: 281 und MAHANEY et al. (1996: 454) eine solche Korrelation nicht eindeutig beobachten konnten.

Um die verwitterungsbedingte Anreicherung pedogener Fe-Oxide in B-Horizonten im Vergleich zum Ausgangssubstrat bestimmen zu können, benutzen ORTIZ et al. (2002) in Anlehnung an ein für die Bestimmung der Tonanreicherung entwickeltes Prinzip (LEVINE & CIOLKOSZ 1983) den „iron oxide accumulation index (Fe_dI)“:

$$Fe_dI = \sum((B - C) * T) \quad (20)$$

wobei B = Gehalt von Fe_d im B-Horizont (%), C = Gehalt von Fe_d im C-Horizont (%) und T = Mächtigkeit des B-Horizontes (cm) ist. Ähnlich wie für die Bestimmung der Verwitterungsmenge nach TAYLOR & BLUM (1995) besteht auch hier das Problem, dass aufgrund der Beschränkung der Profilbeprobung auf die oberen 100 cm oder aufgrund von Schichtgrenzen und möglicher Vorverwitterung des Materials ein Bezug zum unverwitterten C-Horizont nicht bei allen Standorten gewährleistet ist. Auch diese Methode kommt daher nahfolgend nicht zur Anwendung.

Grundsätzlich zeigen die untersuchten Al-Fraktionen ein mit denen des Fe vergleichbares raum-zeitliches Verteilungsmuster in Bodenprofilen (FITZE 1980). Für die Al_d -Fraktion gilt es zu berücksichtigen, dass sie im Gegensatz zur hier nicht analysierten und

mittels NaOH extrahierten Al-Fraktion die pedogenen Al-Oxide weniger vollständig beinhaltet, was jedoch aufgrund des gleichen Verteilungsmusters beider Fraktionen keine Auswirkung auf die pedochronologische Interpretation der Ergebnisse hat (BLUME & SCHWERTMANN 1969, FITZE 1980). Darüber hinaus hat sich in dieser Arbeit in Übereinstimmung mit BLUME & SCHWERTMANN (1969: 439) gezeigt, dass die Al_o und Al_d sehr ähnliche Werte aufweisen, weshalb auf eine Einbeziehung der Al_o -Fraktion in die Verwitterungsindizes verzichtet werden kann. Als auf Al-Fraktionen basierender Quotient zur Charakterisierung des Verwitterungsgrades eines Boden verbleibt daher das u.a. bei FITZE (1980, 1982) zur Anwendung gekommene Verhältnis Al_d/Al_t , welches in Übereinstimmung mit Fe_d/Fe_t beim Verwitterungsprozess größer wird.

Auf etwas abweichenden Grundüberlegungen beruht die Verwendung des Quotienten Al_d/Fe_d , welcher aber nach Untersuchungen von FITZE (1980) eine ebenfalls positive Korrelation mit dem Bodenalter bzw. dem Verwitterungsgrad aufweist. Er vermutet, dass dieser Trend aus dem unterschiedlichen Lösungsverhalten von Fe und Al aus den silikatischen Mineralen resultieren könnte. Danach würde das mobilere Eisen zunächst in stärkerem Maße in pedogene Oxide umgewandelt als Aluminium. Erst bei längerer Dauer des Verwitterungsprozesses, bei dann nur noch relativ geringen Mengen silikatisch gebundenen Eisens und immer tieferen pH-Werten, würde zunehmend mehr Al aus dem silikatischen Mineralverbund gelöst und in pedogene Oxide überführt werden. Dass eine wichtige Ursache für die alterungsabhängige Zunahme von Al_d/Fe_d in der über den pH-Wert gesteuerten Verfügbarkeit von Al und Fe zu suchen ist, wird auch von anderen Autoren bestätigt (FITZPATRICK & SCHWERTMANN 1982). Allerdings ist ein weiterer Grund bei dem gut untersuchten Phänomen der Al-Substitution in Goethit zu suchen (TORRENT et al. 1980), bei dem das Fe in der Kristallstruktur durch Al ersetzt wird. Auch das Ausmaß der Al-Substitution steigt dabei im Laufe der Bodenentwicklung durch sinkende pH-Werte und höhere Al-Verfügbarkeit an. Da Goethit das mit Abstand am weitesten verbreitete pedogene Fe-Oxid ist (FITZPATRICK & SCHWERTMANN 1982: 335), kann der Einbau von Al auf Kosten von Fe in doppelter Hinsicht spürbar die Zunahme von Al_d/Fe_d bewirken.

Es existieren auch eine Reihe von Arbeiten, in denen die Bodenfarbe zumindest näherungsweise als Kriterium zur relativen Bodendatierung herangezogen wird (BUNTLEY & WESTIN 1965, HURST 1977,

TORRENT et al. 1980, ALEXANDER 1985, LANGLEY-TURNBAUGH & EVANS 1994, ORTIZ et al. 2002). Sie werden hier gemeinsam mit den pedogenen Oxiden behandelt, da die Farbgebung des Bodens neben der organischen Substanz hauptsächlich durch pedogene Fe-Oxide bestimmt wird (Tabelle 4). Während graubraune bis schwarze Farbtöne im Oberboden durch Huminstoffe hervorgerufen werden, sind pedogene Fe-Oxide für eine gelbliche, bräunliche oder rötliche Farbgebung der tieferen Bodenhorizonte verantwortlich. Goethit sorgt dabei meist für eine gelblich-braune Farbgebung in Böden der gemäßigten Breiten, während in wärmeren Klimaten eine kräftige Rotfärbung durch Hämatit die goethitbasierte Farbgebung überdeckt. Ferrhydrit in sauren Braunerden und Podsolen verschiebt die Bodenfarbe ebenfalls ins Rötliche (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992: 219). Weltweit wird die Bodenfarbe nach der Munsell-Farbtabelle über die Parameter Farbtone (Hue = H), Dunkelstufe (Value = V) und Sättigung (Chroma = C) angesprochen. Bei der Benutzung von Verwitterungsindizes auf Basis der Bodenfarbe wird allgemein davon ausgegangen, dass im Zuge der Bodenentwicklung die Farbe dunkler wird (Abnahme des Zahlenwertes der Dunkelstufe), intensiver wird (Zunahme des Zahlenwertes der Sättigung) und der Farbtone sich über Gelb-Rot Richtung Rot verschiebt. Verwitterungsindizes, die kombiniert alle drei Farbparameter beinhalten, gehen in ihrem Ursprung auf HURST (1977) zurück. Während Dunkelstufe und Sättigung dabei direkt über die bei Munsell angegebenen und zwischen eins und acht liegenden Zahlenwerte in die Berechnung eingehen können, wurde der aus einer Mischung von Zahlenwerten und Buchstaben bestehende Wert für den Farbtone von Hurst zunächst in einen reinen Zahlenwert umgewandelt, der im folgenden als H_{Hurst} bezeichnet wird. Hierzu wurde der Buchstabe R (Rot) durch die Addition von 0 ersetzt und die Buchstabenkombination YR (Gelb-Rot) durch die Addition von 10 (Tabelle 5). H_{Hurst} wird damit umso kleiner, je weiter sich die Bodenfarbe bei der Bodenverwitterung von Gelb-Rot Richtung Rot verschiebt. Hurst setzt daher die drei Farbparameter so in die Farbindexformel ein, dass jeder von ihnen bei fortschreitender Verwitterung zu einer Verringerung des Indexwertes führt:

$$\text{Hurst-Farbindex} = H_{Hurst} * V / C \quad (21)$$

Um jedoch einen mit zunehmender Verwitterung ansteigenden Farbindex zu erhalten, wird hier eine dementsprechende Weiterentwicklung des Hurst-

Farbindex nach ALEXANDER (1985) verwendet, welcher auf dem als „Redness rating“ bezeichneten Farbindex nach TORRENT et al. (1980) beruht. Um einen mit dem Bodenalter zunehmenden Indexwert zu erhalten, müssen dabei zum einen die Positionen von Dunkelstufe (V) und Sättigung (C) getauscht werden, zum anderen muss der H_{Hurst} -Wert in seinem Verlauf umgekehrt werden. Als allgemeine Formel für „Redness rating“ ergibt sich daher (ALEXANDER 1985):

$$\text{Redness rating} = K - H_{Hurst} * C / V \quad (22)$$

K entspricht dabei einer Konstante, für deren Höhe Alexander aufgrund eigener Berechnungen den Wert 25 vorschlägt. Auf jeden Fall sollte der Wert aber höher als der von TORRENT et al. (1980) benutzte Wert von 20 sein, da hier bei einem Farbtone von 10 YR der Farbindex immer 0 ergeben würde. Aus dieser Überlegung resultiert der in dieser Arbeit verwendete Alexander-Farbindex (ALEXANDER 1985):

$$\text{Alexander-Farbindex} = 20 - H_{Hurst} * C / V \quad (23)$$

Neben dem Alexander-Farbindex kommt in dieser Arbeit zusätzlich ein Index von BUNTLEY & WESTIN (1965) zur Anwendung, da dieser sich in zwei Punkten deutlich von den auf HURST (1977) beruhenden Ansätzen unterscheidet. Während sich für die Dunkelstufe (V) eine enge Korrelation mit der Menge und Verteilung der organischen Substanz erkennen lässt, sind die Parameter Farbtone (H) und Sättigung (C) stärker mit der Intensität und dem Grad der Verwitterung des Ausgangsgesteins korreliert (BUNTLEY & WESTIN 1965). Buntley verzichtet daher auf die Verwendung der Dunkelstufe in seinem Farbindex, der sich nur aus dem Produkt eines Zahlenwertes des Farbtone und der Sättigung zusammensetzt. Außerdem ist dieser Zahlenwert des Farbtone (Tabelle 6) anders definiert worden als später von HURST (1977) und wird im folgenden als $H_{Buntley}$ bezeichnet. Hieraus ergibt sich folgender, von Buntley als „color development equivalent = CDE“ bezeichneter Farbindex:

$$\text{Farbindex CDE} = H_{Buntley} * C \quad (24)$$

Da sowohl $H_{Buntley}$ als auch der Zahlenwert für die Farbsättigung mit zunehmender Bodenverwitterung ansteigen, ist der Farbindex CDE ebenso wie der Alexander-Farbindex positiv mit dem Bodenalter korreliert. Der später bei LANGLEY-TURNBAUGH &

EVANS (1994) zu findende Rubefizierungs-Index spart ebenfalls die Dunkelstufe aus und ist dem Grundprinzip des CDE von Buntley sehr ähnlich.

2.3.3 Auf der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens beruhende pedochronologische Auswertungsmethoden und Indizes

Alle bisher dargestellten Verwitterungsindizes beruhen auf verwitterungsbedingten Veränderungen der chemischen Zusammensetzung von Böden. Nachfolgend beschriebene Indizes basieren dagegen auf pedophysikalischen Eigenschaften und beinhalten Verschiebungen innerhalb der bei der Korngrößenanalyse des Feinbodens ermittelten Korngrößenverteilung. Im Hintergrund steht dabei die Erkenntnis, dass bei der physikalischen und chemischen Mineralverwitterung immer kleinere Partikel entstehen und das Korngrößenspektrum in Richtung der feineren Kornfraktionen verschoben wird. Eine Übersicht der hier benutzten pedophysikalischen Verwitterungsindizes ist in Tabelle 7 zusammengestellt.

Ähnlich wie bei der Darstellung der pedochemischen Verwitterungsindizes sollen hier zunächst Methoden Erwähnung finden, die auf Quotienten der Anteile verschiedener Korngrößenfraktionen beruhen. Als besonders sicheres Indiz für verwitterungsbedingte Verschiebungen des Korngrößenspektrums gilt die Zunahme des Tonanteils, da die meisten Partikel dieser feinen Fraktion erst als Produkte der Verwitterung entstehen. Davon abgeleitet verwenden AHMAD et al. (1977) zur Datierung von Böden auf Flussterrassen in Pakistan den Tonanreicherungsquotienten „(Sand+Schluff)/Ton“ $((S+U)/T)$, der im Laufe der Verwitterung durch die Anreicherung von Ton auf Kosten der Schluff- und Sandfraktion kleiner wird.

STEWART et al. (1970) haben festgestellt, dass bei der Verwitterung die Zulieferung von Schluffpartikeln aus der Sandfraktion deutlich größer ist als die Überführung von Schluffpartikeln in die Tonfraktion. EVANS & ADAMS (1975) nehmen daher an, dass ein Quotient zwischen Fraktionen der gröberen Schluff- und Sandpartikel eher als Indikator für den Verwitterungsgrad dienen kann, als Verhältnisse zur Tonfraktion. Ausgehend von der Korngrößenklasseneinteilung des „United States Department of Agriculture“ USDA erstellen sowohl STEWART et al. (1970) als auch EVANS & ADAMS (1975) den Quotienten $\text{fine-silt}/(\text{coarse-silt}+\text{sand})$ $(= (0,002-0,02 \text{ mm})/(0,02-2,0 \text{ mm}))$. Übertragen auf das hier

verwendete deutsche Klassifikationssystem ist die kombinierte Fraktion aus (coarse-silt+sand) identisch mit (Grobschluff+Sand), während die fine-silt Fraktion des USDA der Summe aus (Feinschluff+Mittelschluff) entspricht. Hierdurch ergibt sich für den im folgenden als Schluffanreicherungsindex bezeichneten und im Laufe der Verwitterung größer werdenden Quotienten nach EVANS & ADAMS (1975) das Verhältnis „(Feinschluff+Mittelschluff)/(Grobschluff+Sand)“ $(fU+mU)/(gU+S)$.

LANGLEY-TURNBAUGH & BOCKHEIM (1997) verwenden einen Korngrößenquotienten zur relativen Datierung von Böden, der auf Befunden von TORRENT & NETTLETON (1979) sowie CHITTLEBOROUGH et al. (1984) basiert und sich noch spezieller mit Verschiebungen innerhalb der Schlufffraktionen beschäftigt. TORRENT & NETTLETON (1979) verweisen auf die besondere Bedeutung der Schlufffraktion bei der Verwitterung, da diese wesentlich stärker vom chemischen Verwitterungsprozess beeinflusst wird, als die gröberen Fraktionen. Insbesondere für die „fine-silt“-Fraktion nach der USDA-Klassifikation, die im deutschen Klassifikationssystem der Summe aus Fein- und Mittelschluff entspricht, gilt dabei, dass durch den chemischen Zerkleinerungsprozess in situ mehr Partikel in die Tonfraktion überführt werden, als von der Grobschlufffraktion nachgeliefert werden können, sodass der Anteil der Fein- und Mittelschlufffraktion innerhalb der Schlufffraktion kleiner wird. Während TORRENT & NETTLETON (1979) die Abnahme des Quotienten „fine-silt/silt“ $(= (0,002-0,02 \text{ mm})/(0,02-0,05 \text{ mm}))$ mit zunehmender Verwitterung zunächst als Indikator zur Differenzierung der Verwitterungsintensität innerhalb eines Bodenprofils benutzten, wurde der Quotient später in Arbeiten von CHITTLEBOROUGH et al. (1984) und LANGLEY-TURNBAUGH & BOCKHEIM (1997) auch für relative Datierungen in pedochronologischen Studien verwendet. Bei der Übertragung dieses Quotienten auf das deutsche Klassifikationssystem ergibt sich das Problem, dass die Obergrenze der „silt“-Fraktion nach der USDA mit 0,05 mm innerhalb der Grobschlufffraktion (0,02-0,063 mm) des deutschen Systems liegt und daher auf 0,063 mm angehoben werden muss. Da jedoch die Obergrenze von 0,05 mm keinem absoluten Wert entspricht, ab dem sich schlagartig die Korngrößenverteilung ändert, sondern ebenso wie die Obergrenze von 0,063 mm nur einer letztlich willkürlich gewählten Klassengrenze, dürfte diese Verschiebung nur geringfügige Auswirkungen auf die Aussagefähigkeit

des Quotienten haben. Im weiteren Verlauf wird der sich durch das deutsche Klassifikationssystem ergebende Verwitterungsindex „(Feinschluff + Mittelschluff)/Grobschluff“ $((fU+mU)/U)$ als Feinschluffabreicherung bezeichnet.

LEVINE & CIOLKOSZ (1982) verwenden einen Verwitterungsindex, der sich auf Anteilsverschiebungen innerhalb der Tonfraktion bezieht. In Böden unterschiedlichen Alters auf Moränenstandorten in Pennsylvania (USA) stellten sie fest, dass mit zunehmendem Bodenalter neben dem Anstieg des Gesamttonanteils ($< 2 \mu\text{m}$) eine vergleichsweise überproportionale Zunahme der Feintonfraktion ($< 0,2 \mu\text{m}$) zu verzeichnen war. Sie verwenden daher u.a. die Zunahme des Quotienten „Feinton/Ton“ (fT/T), um das relative Alter der Böden abzuschätzen. Abgesehen von einer möglichen Vorverwitterung des Ausgangssubstrates und einer verlagerungsbedingten Anreicherung in Bt-Horizonten, kann die Feintonfraktion nahezu vollständig auf in situ durch den Verwitterungsprozess gebildete Partikel zurückgeführt werden und stellt damit unter entsprechenden Voraussetzungen ein zuverlässiges Datierungsinstrument dar. Die vom Klassifikationssystem und auch bei LEVINE & CIOLKOSZ (1982: 87) vorgegebene Obergrenze des Feintons von $0,2 \mu\text{m}$ muss in dieser Untersuchung analysebedingt leicht abweichend bei $0,23 \mu\text{m}$ angesetzt werden, was aber auch hier aufgrund der Geringfügigkeit der Verschiebung der Klassengrenze keine Auswirkungen auf die Anwendbarkeit des hier mit Feintonanreicherung umschriebenen Verwitterungsindex haben dürfte. Um den prozentualen Anteil des Feintons an der gesamten Tonfraktion ermitteln zu können, wurde der Index von LEVINE & CIOLKOSZ (1982) in dieser Arbeit folgendermaßen erweitert:

$$fT/T \cdot 100 \quad (25)$$

Eine Möglichkeit, den Trend der verwitterungsbedingten Partikelzerkleinerung für die Gesamtheit aller zum Feinboden zählenden Korngrößenklassen ersichtlich zu machen, bietet die Bestimmung des Median-Wertes. Der Median „ Q_2 “ entspricht dabei dem Korndurchmesser, über und unter welchem sich jeweils genau 50 Prozent des Feinbodens befinden. Entsprechend der Verschiebung des Korngrößenspektrums innerhalb des Feinbodens hin zu kleineren Korndurchmessern ist bei zunehmendem Bodenalter mit einer Abnahme des Medianwertes zu rechnen. Aufgrund des Analyseverfahrens kann der Medianwert nur indirekt aus der Unter- und Obergrenze der Korngrößenklasse, innerhalb welcher er sich

befindet, berechnet werden. Innerhalb der betreffenden Korngrößenklasse wird dabei von einer linearen Verteilung entlang der durch das deutsche Klassifikationssystem vorgegebenen logarithmischen Korngrößenskala ausgegangen, was nur die Berechnung eines theoretischen Medianwertes ermöglicht. Die Berechnung erfolgt nach der Formel

$$Q_2 = \text{Median} = 10^{\left(\frac{(50-A)}{(B-A)} \cdot (\lg KO - \lg KU) + \lg KU \right)} \quad (26)$$

bei der KO = Obergrenze der den Median beinhaltenden Korngrößenklasse, KU = Untergrenze der den Median beinhaltenden Korngrößenklasse, A = Korngrößenanteil unterhalb KU, B = Korngrößenanteil unterhalb KO. Der Median wird hier mit „ Q_2 “ abgekürzt, da er gleichzeitig das „zweite Quartil“ der Korngrößenverteilung darstellt und gemeinsam mit dem ersten und dritten Quartil in den geomorphologisch-sedimentologischen Indexwert des Sortierungskoeffizienten eingeht.

Als Teilkomponente innerhalb eines multiparametrischen Bodenentwicklungsindex verwenden auch LANGLEY-TURNBAUGH & EVANS (1994) den Median der Korngrößenverteilung. Zunächst ermitteln sie hierfür den negativen Logarithmus des Medianwertes ($-\log_2 Q_2$) der jeweiligen Probe, welcher Werte zwischen „- 1“ für reinen Sand und „+ 9“ für reinen Ton erreichen kann und mit zunehmendem Verwitterungsgrad ansteigt. Dieses Ergebnis setzen sie anschließend ins Verhältnis zum erreichbaren Maximalwert von 9, um den Grad der Entwicklung hin zu dem theoretischen Endprodukt „reiner Ton“ erfassen zu können. Der daraus endgültig resultierende Indexwert steigt dann von minimal „- 0.11“ für reinen Sand bis maximal „+ 1“ für reinen Ton im Laufe der Verwitterung an. Um diesen Indexwert übersichtlicher zu gestalten und eine Spanne der Ergebnisse zwischen „0“ und „1“ zu erreichen, die das Maß der Partikelzerkleinerung auch unmittelbar als Anteilswert oder Prozentwert ermöglicht, wird die im folgenden als Medianindex bezeichnete Formel dahingehend modifiziert, daß zu den negativen Logarithmuswerten des Medians jeweils „+ 1“ addiert wird:

$$\text{Medianindex} = (-\log_2 Q_2 + 1) / 10 \quad (27)$$

Neben den Verschiebungen der relativen Anteile der Korngrößenfraktionen können zusätzlich auch Veränderungen der absoluten Profil- oder Horizontmassen einzelner Korngrößenklassen Aufschluss über Verwitterungsgrad und Alter von Böden geben. In

jedem Fall kann dabei mit einer Zunahme der Masse der Tonfraktion gerechnet werden, da diese durch in situ Verwitterung als Endprodukt zwangsläufig anwächst. Zu beachten ist allerdings, dass bei auftretender Tonverlagerung in den Eluvialhorizonten die Tonmasse trotz fortgeschrittener Verwitterung abnehmen kann. Hier empfiehlt es sich, die von diesem Prozess unberührte Tonmasse für das gesamte Bodenprofil zu berechnen. MARKEWICH et al. (1989) und MARKEWICH et al. (1998) haben bei Untersuchungen in Küstenebenen der USA eine gute Übereinstimmung der Tonmasse mit dem Bodenalter

bestätigt. MCFADDEN & WELDON (1987) sowie HARRISON et al. (1990) haben in Bodenprofilen auf Flussterrassen in Kalifornien außerdem eine positive Korrelation der Schluffmasse mit dem Bodenalter feststellen können. HARRISON et al. (1990) empfehlen daher zum einen die Masse von Schluff und zum anderen die Summe aus Schluff- und Tonmasse als gut geeignete Indikatoren, um das relative Alter der Böden zu ermitteln. In dieser Untersuchung wurden daher die Horizont- und Gesamtprofilmassen für Schluff, (Schluff + Ton) und Ton unter Verwendung folgender Formel berechnet:

$$\text{Kornfraktionsmasse} = \text{Gew.}\% \text{ Kornfraktion} * 0,01 * \rho * h \quad (28)$$

wobei ρ der Dichte des Bodens bzw. Horizonts in g/cm^3 entspricht und h der Horizont- bzw. Bodenprofilmächtigkeit in cm. Die Masse der Kornfraktion ist dementsprechend auf eine Säule mit der Höhe des Profils bzw. Horizonts und der Grundfläche von 1 cm^2 bezogen.

LEVINE & CIOLKOSZ (1983) benutzen den sogenannten „clay accumulation index“, um den Entwicklungsgrad von Bv-Horizonten zu bestimmen. Auch dieser Index beruht auf der Tatsache, dass im Laufe der Verwitterung der Anteil der Tonfraktion größer wird. Berechnet wird der „clay accumulation index“ über folgende Formel:

$$\text{clay accumulation index} = \sum((B - C) * T) \quad (29)$$

Hierbei ist B = die Tonfraktion (Gew.-%) des Bv-Horizonts, C = die Tonfraktion (Gew.-%) des C-Horizonts und T = die Mächtigkeit des Bv-Horizonts. Da, wie bereits für den Fe_d -I erläutert, ein Vergleich des unverwitterten C-Horizonts nicht immer gewährleistet ist, wird hier auf die Verwendung des „clay accumulation index“ verzichtet.

2.4 Pedomische und pedophysikalische Indizes zur Überprüfung der Profilhomogenität

Um sowohl pedomische als auch pedophysikalische Verwitterungsindizes richtig interpretieren zu können, ist es von Bedeutung, die durch eine Heterogenität des Ausgangssubstrates, in Form von Schichtwechseln oder kleinräumigen Varianzen innerhalb einer Profilschicht, hervorgerufenen Veränderungen der Bodenchemie und der Korngrößenverteilung identifizieren und so von verwitterungsbedingten Veränderungen trennen zu können (vgl.

STAHR 1975). Neben der Veränderung des Einzugsgebietes und damit einer möglichen lithologischen Veränderung des Ausgangssubstrates der untersuchten Sedimente können auch die Art des Transportes und der Ablagerung solche heterogenen Schichten verursachen. Gerade bei Moränen sind dabei aber auch innerhalb einer solchen Schicht sehr kleinräumig mosaikartige Varianzen möglich. Da sich das Ausgangssubstrat durch die Verwitterungsprozesse bezüglich seiner chemischen, mineralogischen und textuellen Eigenschaften im Laufe der Bodenbildung verändert, wird der Nachweis einer möglichen Heterogenität des ursprünglichen Ausgangssubstrats anhand von lithogenen Merkmalen geführt, die sich entsprechenden Prozessen der pedogenen Verwitterung und Verlagerung gegenüber als stabil erweisen (ALAILY 1983).

Betrachtet man die chemischen Elemente, so werden in vielen Untersuchungen Ti und Zr bzw. die sie enthaltenden Minerale als besonders verwitterungsstabil angesehen (KIMURA & SWINDALE 1967, EVANS & ADAMS 1975, MURAD 1978, BRONGER & HEINKELE 1989, MILNES & FITZPATRICK 1989, SINGER 1993). Allerdings sind hier insbesondere in Bezug auf Ti widersprüchliche Aussagen zu finden. So gibt MURAD (1978) zu Bedenken, dass Ti aus Biotit gelöst werden kann und MOHR et al. 1972 : 466-467) verweisen auf die Verlagerung von organischen Ti Komplexen. Aber auch Zr kann infolge von Podsolierungsprozessen mobilisiert werden (KIMURA & SWINDALE 1967). BRONGER & HEINKELE 1989: 170) sehen darüber hinaus das Problem, dass Zr- und Ti-haltige Minerale wie Zirkon, Anatas und Rutil oft nur in sehr geringen Mengen vorkommen und daher die Analyseergebnisse aufgrund ihrer Nähe zur Nachweisgrenze nicht ausreichend abgesichert sind. Dies lässt sich allerdings auch auf andere sonst noch zur Prüfung der Homo-

genität in Frage kommenden Elemente wie Sr, Y, Cr, V oder Ni übertragen, da sie alle zur Gruppe der Spurenelemente zu zählen sind. Um die relative Anreicherung der stabilen Elemente in Relation zu den mobileren, welche sich in den Ergebnissen der Gesamtelementverteilung niederschlägt, kompensieren zu können, wird üblicherweise der molare Quotient aus zwei stabilen Elementen zur Kennzeichnung der Profilhomogenität verwendet. Da das stabile Verhalten der als verwitterungsresistent geltenden Elemente nicht in jedem Fall mit Sicherheit nachgewiesen ist und natürlich in Abhängigkeit von Lithologie und ablaufenden Verwitterungsprozessen elementspezifisch variiert, kommen in dieser Arbeit drei verschiedene chemische Homogenitätsindizes zum Einsatz (Tabelle 8). Zum einen ist dies der Quotient Ti/Zr (vgl. MILNES & FITZPATRICK 1989), für dessen Verwendung ALAILY (1983) die Eingrenzung des Ti-Anteils auf die Schluff- und Sandfraktion empfiehlt, da das Ti der Tonfraktion durch Lessivierung mit den Tonteilchen verlagert werden kann. Diese Einschränkung muss in dieser Untersuchung allerdings unberücksichtigt bleiben, da die Elementgehalte nur für den gesamten Feinboden analysiert wurden. Gleiches gilt für den zweiten chemischen Homogenitätsindex Zr/Sr nach EVANS & ADAMS (1975), der dort bezogen auf Schluff ebenfalls kornfraktionsspezifisch verwendet wird und hier modifiziert für den gesamten Feinboden zur Anwendung kommt. Der dritte und bei MURAD (1978) beschriebene Homogenitätsindex Y/Zr hingegen ist uneingeschränkt auf den gesamten Feinboden bezogen. Da die Werte für Zr um ein vielfaches über denen von Y liegen, wird hier ergänzend der Indexwert mit 100 multipliziert ($Y/Zr \cdot 100$), um eine übersichtlichere Ergebnisdarstellung zu ermöglichen.

Um die Ergebnisse der chemischen Homogenitätsindizes mit einer unabhängigen Größe überprüfen zu können, werden hier auch drei auf der Korngrößenverteilung beruhende Homogenitätsindikatoren verwendet (Tabelle 8). Bei Korngrößenhomogenitätsindizes werden meist Quotienten aus groben Feinbodenfraktionen verwendet, da diese als vergleichsweise verwitterungsstabil angesehen werden (WILKE & ZECH 1987: 198). ALAILY (1984) setzt dabei die Summe aus den grobkörnigsten Fraktionen Grob- und Mittelsand ins Verhältnis zur Summe der nächstfeineren Fraktionen Feinsand und Grobschluff: $(gS+mS)/(fS+gU)$. Zwar kommt es auch durch die physikalische und chemische Verwitterung zu einer Abnahme des Indexwertes, abrupte Wechsel innerhalb eines Bodenprofils sind aber ein

relativ sicheres Zeichen für eine heterogene Textur des Ausgangssubstrats. Insbesondere das bei Akkumulationen im glazigenen Umfeld häufig auftretende Phänomen der Überlagerung moränischen Materials durch eine äolische Deckschicht soll durch diesen Indexwert aufgezeigt werden können, da die glazigenen Sedimente vergleichsweise hohe Anteile der groben Sandfraktionen aufweisen, während äolische Schichten von den Fraktionen Feinsand und Grobschluff dominiert werden (BÄUMLER et al. 1996b). Ergänzend wird das Verhältnis der als besonders verwitterungsstabil geltenden Fraktionen Feinsand und Grobsand (fS/gS) verwendet, das von WILKE & ZECH (1987) erfolgreich bei bodenkundlichen Untersuchungen in den bolivianischen Anden eingesetzt wurde.

Neben den Quotienten aus verschiedenen Korngrößenfraktionen kann auch der durchschnittliche Korndurchmesser des Feinbodens als Homogenitätsindikator dienen (ALAILY 1983). Der hierfür gebräuchliche Medianwert Q_2 wurde bereits als Anzeiger für den Verwitterungsgrad beschrieben. Über die verwitterungsbedingte allmähliche Abnahme des Medianwertes hinaus, können plötzliche und sprunghafte Änderungen im Profilverlauf ein Hinweis auf heterogenes Ausgangssubstrat sein.

Um die Unterschiede in den Homogenitätsindizes zwischen den jeweiligen Profilhorizonten auch in einem Zahlenwert erfassen zu können, werden, wie bei STAHR (1975) beschrieben, Homogenitätsquotienten zwischen den Indexwerten jeweils benachbarter Horizonte eines Bodenprofils gebildet. Bei der Berechnung wird der höhere Wert immer in den Zähler gestellt, um der Vergleichbarkeit wegen nur Quotientenwerte zu erhalten, die über 1 liegen. Werte nahe 1 signalisieren homogene Verhältnisse, bei heterogenen Verhältnissen liegen die Werte deutlich darüber. Da die Variationsbreite bei den jeweiligen Homogenitätsparametern sehr unterschiedlich ist und der Homogenitätsgrad innerhalb einer Schicht und insbesondere in deren lateralen Bereichen große Variabilität aufweisen kann, lassen sich für den Homogenitätsquotienten allerdings keine absoluten Grenzwerte ableiten, ab denen ein Bodenprofil als heterogen zu bezeichnen wäre (STAHR (1975: 641). Zusätzlich werden die drei artverwandten chemischen und textuellen Homogenitätsquotienten jeweils zu Mittelwerten zusammengefasst (Q_{Chemie} und Q_{Textur}) und aus diesen schließlich ein arithmetischer Gesamt-Homogenitätsquotient (Q_{gesamt}) gebildet (vgl. STAHR 1975).

3 Generelle Anmerkungen zur Relation und Tragfähigkeit der verwendeten Schneegrenzmethoden vor dem Hintergrund der Rekonstruktion vorzeitlicher Schneegrenzverläufe im extremen Hochgebirge des Himalaja

Die Werte insbesondere der vorzeitlichen Schneegrenzhöhen sowie der Schneegrenzdepressionen für die drei in dieser Untersuchung vordergründig zur Anwendung kommenden Methoden Höfer, Kuhle und Louis können mit den hier gewonnenen Daten bezüglich ihrer absoluten Größenordnung nur unzureichend beurteilt werden. Daher soll die generelle Eignung dieser Methoden sowie methodenspezifische Trends unter Berücksichtigung bestehender Literatur kurz diskutiert werden. Abgesehen von der Verwendung des reliefabhängigen Korrekturfaktors in der Methode Kuhle unterscheiden sich die drei Berechnungsmethoden in der Definition und Bestimmung der zur Eisrandlage in Relation gestellten Gletscherobergrenze. Dieser obere Bezugswert ist bei der Methode Höfer durch die Verwendung der mittleren Kammumrahmung über der Schneegrenze vergleichsweise tief, bei der Methode Louis durch die Verwendung des höchsten Gipfels hingegen der höchstmögliche. Entsprechend ergeben sich auch für die Schneegrenzhöhe selbst bei der Methode Höfer tiefere Werte als bei der Methode Louis.

Gross et al. (1976) konnten generell zu hohe durch die Methode Louis ermittelte Schneegrenzhöhen in den Alpen nachweisen. BENN & LEHMKUHL (2000) weisen darauf hin, dass die Methode ungeeignet ist, wenn der höchste Gipfel nicht repräsentativ für das Gletschereinzugsgebiet ist. Da eine solche Repräsentanz insbesondere in stark reliefierten Hochgebirgen bei zunehmender Gletschergröße bzw. sinkender Schneegrenze geringer wird, lässt dies bei vorzeitlichen Vergletscherungsstadien mit zunehmender Gletscherausdehnung auch eine zunehmende Überhöhung und Eignungsminderung der Schneegrenzwerte der Methode Louis erwarten. Auch LOUIS (1954/55: 416) selbst bestätigt, dass die Methode am besten bei kleinen Gletschern mit geringer Vertikalerstreckung geeignet ist.

Auch für die Methode Höfer finden sich bei Gross et al. (1976: 236) Hinweise für eine Überschätzung der Schneegrenzhöhe, die jedoch auf einem falschen Bestimmungsverfahren der als Gletschernährgebietsobergrenze zu verwendenden mittleren Kammumrahmung beruhen, in der irrtümlichen Annahme, diese - und damit auch die Schneegrenze selbst - seien aufgrund eines Zirkelschlusses sonst nicht zu bestimmen (Gross et al. 1976: 236). Typisch für den Himalaja, treten im Untersuchungsgebiet in einem Niveau unterhalb der höchsten Gipfel oft hochlie-

gende, durch ihre geringe Neigung weit talabwärts ziehende Kämmverläufe auf. Schon HÖFER (1879: 351) weist darauf hin, dass diese Reliefkonstellation im Himalaja im Vergleich zur tatsächlichen Schneegrenzhöhe zu niedrige Werte für die nach seiner Methode berechnete Schneegrenze und damit auch für die berechnete mittlere Kammumrahmung über dieser Schneegrenze liefert. Durch diese zunehmend flacher geneigten Kämmverläufe bedingt, gewinnen bei sinkender Schneegrenze die niedrigeren Kammhöhen durch ihren größer werdenden Streckenanteil zunehmende Bedeutung für die Höhe der mittleren Kammumrahmung und lassen dessen Höhe immer deutlicher unter die mittlere Höhe der Vertikalerstreckung sinken. Für die Gletscherernährung, und diese ist der entscheidende Faktor für die funktional eher als mittlere Höhe der Nährgebietsobergrenze verständliche mittlere Kammumrahmung, kommt diesen niedrigeren Höhenbereichen durch eine mit sinkender Höhe im Vergleich zur Akkumulationsabnahme überproportionale Ablationszunahme (Gross et al. (1976), gleichzeitig eine überproportional geringere Bedeutung zu. Für größere Talgletscher im Himalaja bedeutet dies, dass die für die Bestimmung der Schneegrenze nach der Methode Höfer eigentlich als Gletscherobergrenze realistischere mittlere Nährgebietsobergrenze höher liegt, als die tatsächlich in die Berechnung eingehende mittlere Höhe der Kammumrahmung des Gletschernährgebiets. Es muss also davon ausgegangen werden, dass die über die Methode Höfer ermittelten Schneegrenzwerte im Vergleich zur tatsächlichen Schneegrenzhöhe zu tief liegen und, ähnlich wie bei der Methode Louis, diese Diskrepanz bei vorzeitlichen Vergletscherungsstadien mit zunehmender Gletscherausdehnung zunimmt.

Die Methode Kuhle verfolgt das Ziel, die Methode Höfer dahingehend zu modifizieren, dass die ermittelten Schneegrenzwerte den tatsächlichen Schneegrenzhöhen näher kommen. Ein erster Schritt hierzu, wenn KUHLE (1986b: 42) diesem auch nicht primär die Funktion der Korrelationsverbesserung von berechneter und tatsächlicher Schneegrenze zuschreibt, liegt in der Verwendung der mittleren Gipfelhöhe oberhalb des Schneegrenzwertes der Methode Louis (Basiswert bei Kuhle) als Gletscherobergrenze. Aus dieser Definition folgt, dass die resultierende Schneegrenze, bei der Methode Kuhle als rechnerische Schneegrenze bezeichnet, von wenigen Aus-

nahmen abgesehen zwischen denen der Methoden Höfer und Louis liegt. Der eigentliche Qualitätsprung der Methode Kuhle besteht allerdings in dem empirisch ermittelten Korrekturfaktor FSD, durch welchen die relative Verschiebung der Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen in Abhängigkeit von der Reliefkonfiguration und Typologie des Gletschers zum Ausdruck kommt (vgl. u.a. Figur 15). Ist das Nährgebiet stärker geneigt als das Zehrgebiet, bewirkt die positive Winkeldifferenz über den Korrekturfaktor eine Reduzierung der rechnerischen Schneegrenzhöhe, da sonst der Anteil der Nährgebietsfläche an der Gletscherfläche unterrepräsentiert ist. Umgekehrte Winkelverhältnisse bewirken eine entsprechende Anhebung der rechnerischen Schneegrenze. Über die Gletschertypologie führen beispielsweise schuttreiche und kanalisierte Ablationsgebiete zu einer korrektiven Anhebung der rechnerischen Schneegrenzhöhe, schuttarme und ausufernde bzw. abbrechende Ablationsgebiete hingegen zu einer Absenkung. Winkeldifferenz und Gletschertyp können sich dabei in ihrer Korrekturwirkung ergänzen oder einander entgegenwirken. Durch das extreme Relief des Himalajas sind Reliefkonfiguration und Typologie der Gletscher kleinräumig sehr variabel und daher ist ihre Einbeziehung in die Schneegrenzberechnung wichtig, um die Vergleichbarkeit der Schneegrenzwerte zu gewährleisten. Dies trifft gerade auch für den Vergleich verschiedener vorzeitlicher Vergletscherungsstadien des selben Gletschers zu, deren Reliefkonfiguration und Typologie sehr unterschiedlich sein können.

Hinsichtlich der Berechnung der vorzeitigen Schneegrenzen gewinnt noch ein weiterer Aspekt Bedeutung, der zunächst kurz erläutert werden soll. Wie bereits im Methodenteil geschildert, versteht sich die Schneegrenze in der vorliegenden Arbeit als das langjährige Mittel der Gleichgewichtslinie auf einer einzelnen Gletscheroberfläche (Gross et al. 1976: 227). Von nicht unerheblicher Bedeutung ist in diesem Zusammenhang der Bezug auf die Gletscheroberfläche. Berücksichtigt man die Eigenmächtigkeit des Gletschers, um welche die Geländeoberfläche im Vergleich zum Talbodenniveau angehoben wird, bewirkt dies - bei gleicher Schneegrenzhöhe - eine Zunahme der Gletschernährgebietsfläche und damit ein tieferes Herabreichen des Gletscherendes. Umgekehrt ausgedrückt wird für das Erreichen der selben Eisrandlage bei der Einbeziehung der Gletscheroberfläche eine geringere Schneegrenzdepression als beim Bezug auf die heutige Talbodenoberfläche benötigt. Die Methoden Höfer und Louis bieten nicht die Möglichkeit, dieses Phänomen, wel-

ches bei fortschreitender Absenkung der Schneegrenze durch die zunehmende Gletschermächtigkeit und das in der Regel abnehmende Gefälle des Einzugsgebiets immer mehr an Bedeutung gewinnt, bei der Berechnung der Schneegrenze zu berücksichtigen, da die eingehenden Bezugsgrößen Gletscherende, mittlere Kammumrahmung und höchster Gipfel nicht an die Gletschermächtigkeit gekoppelt sind. Die Methode Kuhle hingegen bietet, durch den Bezug der Nähr- und Zehrgebietswinkel auf die die Gletscheroberfläche einschließende Geländeoberfläche, diese Möglichkeit und verlangt ausdrücklich deren Umsetzung (KUHLE 1986b). Während diese Geländeoberfläche hinsichtlich der rezenten Gletscher problemlos aus den topographischen Karten abzulesen ist, muss für die vorzeitlichen Gletscher die dem jeweiligen Gletscherende zugehörige Gletschermächtigkeit im Schneegrenzniveau rekonstruierbar sein. Die Wirkung dieser rekonstruierten Gletschermächtigkeit auf die Höhe der realen Schneegrenze wird in der Methode Kuhle dann dadurch simuliert, dass die Position der für die Berechnung des Nähr- und Zehrgebietswinkels benötigten rechnerischen Schneegrenze in horizontaler Richtung soweit talabwärts verlagert wird, dass dessen relative Höhe über dem rezenten Talboden dem Betrag der rekonstruierten Gletschermächtigkeit entspricht (vgl. u.a. Figur 15). Diese in der Luft hängende rechnerische Schneegrenze befindet sich somit auf der Oberfläche des vorzeitlichen Gletscherkörpers. Die - durch die so erfolgte Verlängerung des Nährgebiets auf Kosten des Zehrgebiets - resultierende Ab- bzw. Zunahme des Nähr- bzw. Zehrgebietswinkels, führt dann als direkte Funktion aus Gletschermächtigkeit und Taltopographie zu einer positiven Korrektur der Höhe der resultierenden realen Schneegrenze. Eine Vorstellung von der Bedeutung dieser aus der Gletschermächtigkeit abgeleiteten Korrekturgröße bietet am anschaulichsten ein Vergleich der sich aus der Berücksichtigung der Gletschermächtigkeit ergebenden Zunahme der Gletschernährgebietsfläche (Figuren 16, 45, 71).

Vernachlässigt man die reliefspezifischen Korrekturberechnungen der Methode Kuhle, so lässt sich in Abhängigkeit von den einfließenden Berechnungsgrößen ein methodenspezifisches Verteilungsmuster auch für die Höhe der Schneegrenzdepression erkennen. Dabei zeigt die Methode Höfer die höchsten Werte, gefolgt von den Methoden Kuhle und Louis. Für die Methoden Höfer und Kuhle erklärt sich eine größere Schneegrenzdepression dadurch, dass die Höhe der Gletscherobergrenze hier bei den vorzeitlichen Vergletscherungsstadien tiefer liegt als rezent,

während diese bei der Methode Louis in Gestalt des höchsten Gipfels konstant bleibt. Die Schneegrenzdepression nach der Methode Höfer ist wiederum höher als die der Methode Kuhle, da die Höhe der mittleren Kammumrahmung der Methode Höfer als Gletscherobergrenze bei den vorzeitlichen Gletscherstadien stärker gegenüber der rezenten reduziert ist, als dies bei der mittleren Gipfelhöhe der Methode Kuhle der Fall ist. Da die Gletschermächtigkeit bei den Schneegrenzberechnungen für die rezenten Gletscher bei allen drei Methoden Berücksichtigung findet, für die vorzeitlichen Vergletscherungsstadien durch den reliefspezifischen Korrekturfaktor jedoch nur bei der Methode Kuhle, verringert sich für letztere der Betrag der Schneegrenzdepression in Relation zu den anderen Methoden. Im Falle von extremen Reliefkonstellationen kann nicht ausgeschlossen werden, dass durch die Berücksichtigung des FSD die Schneegrenzdepressionswerte der Methode Kuhle über denen der Methode Höfer oder auch unter denen der Methode Louis liegen.

Da die Methode Kuhle durch eine entsprechende Bestimmung der Gletscherobergrenze bezüglich der Schneegrenzhöhe zwischen den erfahrungsgemäß zu hohen Werten der Methode Louis und den zu niedrigen Werten der Methode Höfer vermittelt und dabei

zusätzlich die für das stark reliefierte Himalaja-Gebirgssystem und die Rekonstruktion vorzeitlicher Schneegrenzhöhen besonders wichtigen Faktoren der Reliefkonfiguration und Typologie der Gletscher berücksichtigt, muss für die Ergebnisse der Methode Kuhle die größte Übereinstimmung mit den tatsächlichen Werten der Schneegrenzhöhe und Schneegrenzabsenkung angenommen werden. Sie liegen daher auch primär der Einordnung der entsprechenden Gletscherstände in das von KUHLE (1982a) erstellte Vergletscherungsstadienschema zugrunde (vgl. Tabelle 1). Dennoch soll ein Vergleich mit den Ergebnissen der Methoden Höfer und Louis die Auswirkungen der in die Methode Kuhle eingeflossenen Veränderungen und Ergänzungen beleuchten. Hierzu dient auch ein Vergleich mit der Methode Kuhle-Variante-1, die mit dem Zwischenresultat der rechnerischen Schneegrenze der Methode Kuhle identisch ist. Da hier die mittlere Gipfelhöhe als Gletscherobergrenze im Sinne der Methode Kuhle Berücksichtigung findet, auf die reliefspezifische Korrektur des Schneegrenzwertes jedoch verzichtet wird, kann die relative Bedeutung dieser beiden Faktoren für die Differenz der Werte der Methode Kuhle zu denen der Methoden Höfer oder Louis verdeutlicht werden.

4 Das Untersuchungsgebiet

Die Lage des Untersuchungsgebiets im zentralnepalesischen Himalaja ist Figur 6 zu entnehmen. Das Himalaja-Durchbruchstal Kali Gandaki wurde für diese Untersuchung ausgewählt, weil es durch seine besondere Lage sowohl klimatisch wie auch geologisch ein sehr umfassendes Spektrum bietet. Dies gestattet es, die Möglichkeiten und Grenzen der pedologischen Relativdatierung vor dem Hintergrund wechselnder klimatischer und geologisch-lithologischer Verhältnisse auszuloten.

4.1 Zur Orographie, dem Klima und der naturräumlichen Ausstattung des oberen Kali Gandaki und seiner Nebentäler (vgl. Figur 7)

Der Oberlauf des Kali Gandaki entspringt nördlich des Hohen Himalaja unterhalb des 4590 m NN hohen Passes Tinli Bhodho Bhanjyan (Kore La) und bahnt sich in südlicher Richtung als antezedentes Durchbruchstal seinen Weg durch die zentralnepalesischen Ketten des Inneren und Hohen Himalaja sowie die südlichen Himalajavorketten in Richtung des nepalesischen Tieflandes. Dabei trennt es den westlich gelegenen Gebirgsstock des Dhaulagiri Himalaja vom östlich angrenzenden Annapurna Himalaja, die mit 8172 m NN bzw. 8091 m NN jeweils Höhen von über 8000 m NN erreichen und die höchsten Erhebungen im Untersuchungsgebiet darstellen (Figur 7). Im Bereich des Hohen Himalaja liegt der Talboden des Kali Gandaki auf ca. 2500 m NN und bei einer Talbreite von zum Teil unter 20 km verfügt das Tal über eine enorme Reliefenergie, die sich in extrem steilen Talflanken und Seitentaltiefenlinienverläufen zu erkennen gibt. Das Untersuchungsgebiet, zwischen 28°20' und 28°55' nördlicher Breite sowie 83°30' und 84°00' östlicher Länge gelegen, umfasst das Haupttal und die Einzugsgebiete der einmündenden Seitentäler zwischen dem in 2820 m NN Höhe gelegenen Kagbeni im Norden und dem in 960 m NN Höhe gelegenen Baishari im Süden. Die Länge des Haupttals zwischen diesen beiden Orten misst ca. 63 km. Der obere Talverlauf zwischen Kagbeni und Lete (2440 m NN) weist bei einer Tal-länge von 31,8 km und einem Höhenunterschied von nur 380 m eine äußerst geringe Neigung von 0,68° auf, während der mittlere Talverlauf zwischen Lete und Dana (1400 m NN) bei einer Streckenlänge von 14,5 km und einem Höhenunterschied von 1040 m eine mittlere Neigung von 4,05° erreicht (Figur 8).

Der untere Abschnitt zwischen Dana und Baishari ist dagegen bei einer Streckenlänge von 17,1 km und einem Höhenunterschied von 440 m wieder weniger steil (Figur 8). Aufgrund der besonderen Topographie, die sich durch die Durchbruchstalcharakteristik des Kali Gandaki ergibt, erfolgte die Vergletscherung des heute gletscherfreien Haupttals von seinen an die höchsten Gipfel angeschlossenen Seitentälern aus, weshalb diesen in der vorliegenden Arbeit besonderes Augenmerk zukommen muss. Entsprechend der vom Haupttal durchschnittenen Gebirgsketten lassen sich die Seitentäler in drei Gruppen gliedern. Zum inneren Himalaja gehören die westlich des Kali Gandaki gelegenen Seitentäler Lumbuk Khola, Syan Khola, Ponkyo Khola und die orographisch linke Flanke des Thapa Khola, sowie die östlich gelegenen Seitentäler Jhon Khola, Panda Khola und die orographisch rechte Flanke des Thini Khola. Der westlich des Kali Gandaki gelegene Sandachhe Himal erreicht im Einzugsgebiet Höhen bis zu 6386 m, der östlich gelegene Muktinath Himal gipfelt in 6484 m NN. Dem Hohen Himalaja können die westlich des Haupttals gelegenen Seitentäler Larjun Khola, Ghatte Khola, Chhaktan Khola und die orographisch rechte Flanke des Thapa Khola, sowie die östlich gelegenen Seitentäler Chahare Khola, Chiman Khola, Chokopani Khola, Panpu Khola, Tantun Khola, Miristi Khola und die orographisch linke Flanke des Thini Khola zugeordnet werden. Westlich des Kali Gandaki erreicht der Hohe Himalaja im Untersuchungsgebiet mit dem Dhaulagiri I (8172 m NN) und dem Tukuhe (6929 m NN) die höchsten Erhebungen, östlich des Haupttals bilden mehrere über 7000 m NN hohe Gipfel des Annapurna Himal (bis 8091 m NN) und des nördlich anschließenden Nilgiri Himal (bis 7061 m NN) die höchsten Erhebungen. Den Himalajavorketten schließlich sind im Untersuchungsgebiet alle westlichen Seitentäler südlich des Chhaktan Khola und alle östlichen Seitentäler südlich des Miristi Khola zuzurechnen. Von den aus den Hochlagen des Inneren Himalaja herableitenden Seitentälern weisen im Untersuchungsgebiet die Oberläufe des Jhon Khola, des Panda Khola, des Ponkyo Khola und des Thapa Khola rezente Vergletscherung auf. Der geringe Umfang der Vergletscherung sowie die hohe Reliefenergie spiegeln sich in den vorkommenden Gletschertypen Flankenvereisung, Hängegletscher, Kargletscher, Firnkesselgletscher und Lawinenkesselgletscher wider (KUHLE 1980, 1983: 345-358). Kleine Talgletscher sind zwar in angrenzenden Ge-

bieten des Inneren Himalaja zu finden, im Untersuchungsgebiet treten sie jedoch allenfalls in Ansätzen auf (vgl. KUHLE 1983). Die an den Hohen Himalaja angeschlossenen Seitentäler des Untersuchungsgebietes weisen trotz der deutlich höheren Einzugsbereichshöhen und Niederschlagsmengen nur eine geringfügig stärkere Vergletscherung auf, da die Gletschernährgebiete durch die extrem steilen Talflanken und Talschlüsse, sowie die im Vergleich zum Inneren Himalaja in geringerer absoluter Höhe verlaufenden Talbodenniveaus, in ihrer Größe beschränkt werden. Die rezenten Gletschertypen sind mit denen des Inneren Himalaja vergleichbar, wobei Firnkessel- und Lawinenkesselgletscher, bzw. die von KUHLE (1980: 244) aus diesen abgeleitete Sonderform des Lawinenkegelgletschers, besonders häufig und mit großer Vertikalerstreckung in Erscheinung treten. Eine Übersicht über das Ausmaß der rezenten Vergletscherung ist Figur 7 zu entnehmen.

Die Gebirgsketten des Himalaja entstanden im Zuge der Subduktion der indisch-australischen unter die eurasische Kontinentalplatte seit dem Tertiär. Die Gestaltung wurde dabei maßgeblich durch die Hauptüberschiebungszone „Main Central Thrust“ (MCT) und südlich anschließende jüngere Überschiebungen gesteuert. Diese MCT verläuft im Untersuchungsgebiet etwa auf der Höhe von Dana (Figur 9 (b)) und repräsentiert eine Bruchzone innerhalb der indisch-australischen Platte, an der sich die südliche Teilplatte nach Norden unter die eurasische Platte schiebt, während der nördliche Teil in südlicher Richtung aufgeschoben wird (UPRETI 1999: 594). Die MCT stellt gleichzeitig die Grenze zwischen den Himalaja-Vorketten und dem Hohen Himalaja dar. Da für den Aufbau des bodenkundlich analysierten moränischen Materials im Untersuchungsgebiet vor allem die Petrographie des Hohen Himalaja sowie des Inneren Himalaja maßgeblich sind, werden die dort anzutreffenden geologischen Formationen bezugnehmend auf UPRETI (1999: 594) und GODIN (2003), kurz beschrieben. Diese Informationen sind auch den Figuren 9 (a) und (b) zu entnehmen, deren geologische Inhalte Fig. 2 aus GODIN (2003) entnommen sind. Die hoch metamorphe kristalline Zone im südlichen Fußbereich des Hohen Himalaja (Higher Himalayan crystalline rocks) ist 6000 bis 7000 m mächtig, fällt mit 30° bis 75° nach NE bis NNE ein und lässt sich in drei Formationen proterozoischen bis frühpaläozoischen Alters unterteilen. Die die Basis bildende Formation I besteht im unteren Teil aus Cyanit-Granat enthaltenden, fein- bis grobkörnigen Zweiglimmergneisen,

gefolgt von Augengneis mit Einschaltungen partiell aufgeschmolzenen Kalksilikat- und Quarzgesteins. Formation II setzt sich oberhalb einer dünnen, grobkörnigen Quarzitschicht aus pyroxen- und amphibolhaltigem Paragneis und Marmor zusammen. Formation III besteht hauptsächlich aus grobem Augengneis und wird an ihrem oberen (nördlichen) Ende durch die Abscherungsfläche „Annapurna detachment“ von den unteren Schichten der tibetischen Tethys-Sedimente getrennt. Die vermutlich kambriumzeitliche „Sanctuary Formation“ als unterste Schicht der tibetischen Tethys-Sedimente setzt sich aus Schwarzem Schiefer, Sand- und Kalkstein zusammen und ist in seiner Verbreitung auf den Khalte Dada Kamm zwischen Kali Gandaki und Miristi Khola beschränkt. Die sich anschließende „Annapurna Formation“ wird der selben Epoche zugeordnet und enthält psammitische, teils pelitische Schiefer und Phyllit. Große Bereiche der Südabdachung von Annapurna und Dhaulagiri Himalaja, sowie Teile der Dhaulagiri-Ostabdachung und der Nilgiri-Westflanke sind dieser Formation zuzurechnen. Die sich nördlich anschließende ordovizische „Nilgiri Formation“ besteht aus grauem, massigem Kalkstein, der zum Hangenden hin in rosafarbenen, dolomitischen Sandstein, kalkhaltigen Tonschiefer und Siltstein übergeht. Dhaulagiri- und Tukuche-Ostabdachung, Nilgiri-Himal-Westabdachung sowie die höchsten Bereiche der Nilgiri-Himal-Nordabdachung gehören zu dieser Formation. Die silurisch-dovonische „Sombre Formation“ besteht im Liegenden aus kiesigem Dolomit und im Hangenden aus wechselnden Lagen schwarzen Schiefers und Kalksteins. In der mittleren Tukuche-Ostflanke, weiten Teilen des Pharam und Lanpoghyun Khola sowie dem unteren Syan Khola tritt diese Formation an die Oberfläche. Die permocarbonen Formationen „Lake Tilicho“ und „Thini Chu“ setzen sich aus Turbiditlagen, dominiert von kalkigem Tonschiefer mit geringen siliziklastischen Beimengungen, zusammen und treten verbreitet in den orographisch rechten Kali Gandaki-Seitentälern des Inneren Himalaja sowie in Teilbereichen des Lanpoghyun und Panda Khola in Erscheinung. Während des Trias-Zeitalters lagerten sich die dem Inneren Himalaja zugehörigen kalkhaltigen Tonschiefer der „Thini Formation“ ab, die westlich des Haupttals in den höchsten Gipfelbereichen, sowie östlich des Haupttals durch Auffaltungen gestaffelt in Seitentallängsrichtung in Erscheinung treten. Abwechselnd mit der „Thini Formation“ treten die aus fossilienführendem Kalkstein aufgebauten jurassischen „Jomosom und Bagung Formationen“, sowie die aus schwarzem

Schiefer bestehende „Lupra Formation“, an der Oberfläche des Panda Khola, Jhon Khola und unteren Lumbuk Khola zu Tage. Die jüngsten Schichten der tibetischen Tethys-Sedimente, die kreidezeitliche „Chukh Group“, bestehend aus Sandstein, vulkanoklastischen Sedimenten, Grauwacke und schwarzem Schiefer, sind im Untersuchungsgebiet kleinräumig beiderseits des Kammes, der das untere Panda und Jhon Khola trennt, zu finden. Hauptsächlich im nördlich von Kagbeni gelegenen Mustang, aber auch in Teilbereichen des Untersuchungsgebietes, finden sich Ablagerungen verschiedener quartärzeitlicher Epochen, die u.a. bei FORT (1982) detailliert beschrieben wurden.

Grob betrachtet lassen sich im Untersuchungsgebiet west-östlich sowie nord-südlich verlaufende tektonische Störzonen unterscheiden. Die west-östlich verlaufenden Verwerfungslinien lassen sich dabei den über den gesamten Himalajabogen zu verfolgenden Störzonen entlang der kollidierenden Plattengrenzen zuordnen (südtibetisches Verwerfungssystem). Hierzu zählen neben der bereits erwähnten „Main Central Thrust“ (MCT) bei Dana und der „Annapurna Detachment“ bei Kunjo die nur wenige Kilometer südlich bei Lete verlaufende „Kalopani Shear Zone“, sowie die „Lupra Fault“ nördlich von Jomsom. Die Verwerfungen mit nördlichem bis nordöstlichem Streichen sind dem seit dem Miozän entstandenen, über 70 km langen Thakkhola Graben zuzuordnen, der seine größte Ausdehnung nördlich des Untersuchungsgebietes in Mustang erreicht und im Süden im Kontaktbereich mit der „Annapurna Detachment“ ausläuft. Im Westen wird der asymmetrische Graben an seiner tiefsten Stelle in ganzer Länge von der markanten „Dangardzong Fault“ begrenzt, während östlich davon mehrere kleine Verwerfungen und Staffelbrüche im Bereich der Westflanke des Nilgiri Himal sowie im oberen Lanpgohyun, Panda und Jhon Khola (Thoron Khola) zu beobachten sind, von denen die „Muktinath Fault“ die bedeutendste ist (FORT 1982: 79). Die Verwerfung erreicht im Norden des Grabens eine maximale Amplitude von 4000 m (vertikal) und 8000 m (horizontal), während am Süden bei Lete nur einige Dekameter zu verzeichnen sind (FORT 1982: 78). Diese Verwerfungssysteme sind für die Rekonstruktion der letzteiszeitlichen Vergletscherung des Gebietes von Bedeutung, da ihre Aktivität während und nach dem Pliozän nicht auszuschließen ist (HURTADO et al. 2001: 225) und eventuelle tektonische Deformierungen und Delokalisierungen glazigener und glazifluvialer Ablagerungen insbesondere bei deren glazialchronologischer Interpretation Berücksichtigung finden müs-

sen. Basierend auf absoluten Datierungen quartärer Sedimente entlang der „Dangardzong Fault“ bestätigen HURDADO et al. (2001) tektonische Verschiebungen im Thakkhola Graben noch während des Pleistozäns. Im Kontaktbereich der „Dangardzong Fault“ mit der „Annapurna Detachment“ und „Dhampu Detachment“ finden sie außerdem Hinweise, dass das südtibetische Verwerfungssystem sogar in noch jüngerer Zeit tektonisch aktiv gewesen ist.

Das Klima im Untersuchungsgebiet weist eine Verschiedenartigkeit des quer zu den Himalajaketten verlaufenden und diese durchbrechenden Kali Gandaki gegenüber seinen Nebentälern auf, die es erforderlich macht, diese getrennt voneinander zu betrachten. Das Klima im Bereich der Nebentäler wird maßgeblich von den Himalajagebirgsketten beeinflusst, was sich zum einen überregional in der Funktion des Himalaja als Klimascheide zwischen dem monsun-feuchten, subtropischen Klima des indischen Subkontinents und dem semiarid-kontinentalen Klima des Tibetplateaus, zum anderen in dem lokalen, orographisch-hypsometrischen Klimawandel widerspiegelt. Generell weist die gesamte Himalajasüdabdachung ein monsunales Niederschlagsmaximum auf, welches in Steigungsregenlagen bis zu 6000 mm betragen kann (MIEHE: 184 1991). Intensität und Dauer des Monsuns nehmen dabei mit zunehmender Entfernung vom Quellgebiet des Monsuns im Bengalischen Meer in nordwestlicher Richtung ab. Im Zentralen Himalaja dauert der Monsun etwa von Juni bis Mitte September. Die Stufe höchsten Niederschlags auf der Himalaja-Südabdachung kann zwischen 3000 und 3600 m NN vermutet werden (MIEHE 1993: 159). Nach Norden hin steigen dabei die monsunalen Niederschlagsmengen von den Himalaja-Vorketten bis zum Hohen Himalaja in einer Abfolge von Steigungsregenlagen an, ehe sie im Niederschlagsschatten des Hohen Himalaja nur noch abgeschwächt in Erscheinung treten. Insbesondere in der Vormonsunzeit, aber auch während dieser, treten auf der Südabdachung zusätzlich heftige Gewitterniederschläge auf (HAGEN et al. 1986: 42). Dem Monsunregime untergeordnet treten Winterniederschläge als Ausläufer der mediterranen Winterregen im Himalaja mit von Nordwesten nach Südosten abnehmender Intensität in Erscheinung. Auf der Himalajanordabdachung und im Inneren Himalaja kommt durch die Monsunabschwächung diesen Niederschlägen aus der Westwindzone eine etwas größere Bedeutung zu. Der durch die Monsunwetterlage auf der leeseitigen Nordabdachung auftretende Föhn sowie der Mas-

senerhebungseffekt bewirken eine tendenzielle Zunahme der Jahresmitteltemperatur in nördlicher Richtung (vgl. MIEHE 1991: 184). Der beschriebene Klimatrend von Süden nach Norden lässt sich aufgrund des lückenhaften Klimastationsnetzes für die Seitentäler des Kali Gandaki im Untersuchungsgebiet kaum belegen. Genannt seien hier die Stationen Baglun (984 m NN) am Fuß der Himalaja-Vorketten, Ghorapani (2742 m NN) am Fuß des Hohen Himalaja, sowie Muktinath (3605 m NN) im Inneren Himalaja, für die von MIEHE (1991: 213) Klimadiagramme erstellt wurden. Die Lage der Stationen ist Figur 7 zu entnehmen. Die mittleren Jahresniederschläge betragen danach in Baglun 1836 mm, steigen für Ghorapani auf 2586 mm und betragen in Muktinath nur noch 352 mm. Ersichtlich wird aus den Diagrammen außerdem die nach Norden hin zunehmende Bedeutung der Winterniederschläge, die für Muktinath ein deutliches sekundäres Niederschlagsmaximum im Jahresgang erkennen lassen, obwohl auch hier der monsunale Niederschlag dominiert. Die Jahresmitteltemperatur beträgt in Baglun 21,3° C, in Ghorapani 9,2° C und in Muktinath 5,8° C. Flächendeckender lässt sich die Niederschlags- und Temperaturverteilung indirekt anhand von klimatisch bedingten Höhengrenzen wie der Schneegrenze und verschiedenen Vegetationshöhenstufen nachvollziehen. KUHLE (1982a: 168) ermittelte für rezente Gletscher auf der Nordabdachung des Dhaulagiri und Annapurna Himalaja eine mittlere klimatische Schneegrenzhöhe von 5615 m NN und auf der Südabdachung von 5487 m NN. Der höhere Wert auf der Nordabdachung lässt sich dabei gleichermaßen mit der geringeren Jahresniederschlagsmenge wie auch der höheren Jahresmitteltemperatur in Verbindung bringen. Die über den Föhn- und Massenerhebungseffekt in nördlicher Richtung steigende Temperatur lässt sich sehr gut an der in gleicher Richtung ansteigenden Höhe der oberen Waldgrenze erkennen (vgl. MIEHE 1991: Abb. 4.30). Der nach Norden hin abnehmende Niederschlag zeigt sich zudem in dem Wechsel von feuchtigkeitliebenden Nebelwaldgesellschaften, über trockenresistente intramontane Koniferenwälder und trockenen Offenwald hin zur Trockengrenze der Waldverbreitung im nördlichen Inneren Himalaja (vgl. MIEHE 1991: Abb. 4.30).

Der von Süden nach Norden schwächer werdende Monsun spiegelt sich auch in den Jahresniederschlagsmengen von Klimamessstationen wieder, die sich innerhalb des Untersuchungsgebietes entlang des Kali Gandaki erstrecken, aufgrund der im Bereich des Himalajadurchbruchs geringeren Stei-

gungsbeträge sind dabei aber sowohl der Gradient also auch die absoluten Niederschlagsmengen der Himalajasüdabdachung geringer ausgeprägt. Von dem bereits erwähnten Baglun (984 m NN) aus finden sich in talaufwärtiger Richtung weitere Klimastationen in Lete (2384 m NN) unmittelbar nördlich des Himalaja-Hauptkammdurchbruchs, in Marpha (2560 m NN) und Jomsom (2744 m NN). Auch von diesen Stationen, deren Lage Figur 7 zu entnehmen ist, finden sich Klimadiagramme bei MIEHE (1991: 213). Wie bereits erwähnt weist Baglun einen mittleren Jahresniederschlag von 1836 mm auf, und während in Lete mit 1079 mm noch humide Verhältnisse erreicht werden, sind die Bedingungen in Marpha mit 367 mm und Jomsom mit 257 mm als semiarid einzustufen. Einschränkend muss hier allerdings festgehalten werden, dass all diese Stationen im Talbodenniveau liegen und dieser Bereich durch das für die Himalajadurchbruchstäler nördlich des Himalajahauptkamms typische Phänomen der „trockenen Talsohle“ deutlich geringere Niederschläge erhält, als die sich darüber anschließenden Talflanken: *„der mit einsetzender Thermik am Morgen an den Talflanken symmetrisch aufsteigende Hangwind kondensiert in den höheren Flanken am späten Vormittag in der Talwindhangbewölkung, während über der Talmitte absteigende Luftmassen den Himmel über dem Talgrund trocken halten ...“* (Miehe 1991: 187). Dieses Phänomen, das sich zum Teil auch in den größeren Seitentälern des Kali Gandaki bemerkbar macht, muss insbesondere im Hinblick auf die für die Bodenentwicklung bedeutende Frage der standörtlichen Feuchtigkeitsverhältnisse Berücksichtigung finden. KUHLE (1983: 9) beispielsweise vermutet, dass aufgrund einer nahezu während der gesamten Monsunzeit geschlossenen und häufige Niederschläge bringenden Bewölkung an der die orographisch linke Lanpoghyun Khola Talflanke bildenden Nilgiri Himal-Nordflanke im Vergleich zum benachbarten Jomsom mindestens doppelt so hohe Niederschläge auftreten können. Dem Ausmaß dieser Niederschlagsunterschiede ist MEURER (1982a, 1984) durch Einrichten von Messstationen in einem Talquerprofil auf Höhe der Siedlung Tukuche (2485 m NN) nachgegangen, bei der im Talbodenniveau etwa die Grenze zwischen humidem und semiaridem Klima verläuft. Zwischen April 1979 und März 1980 wurde dabei eine Niederschlagsmenge von etwas mehr als 300 mm in Talbodennähe gemessen, während in einer Höhe von 4160 m NN an der orographisch rechten Talflanke mit über 800 mm mehr als doppelt so hohe Niederschläge registriert wurden. Neben dem Trockental-Phänomen als Folge

der täglichen Hangwindzirkulation ist die besondere topographische Lage der tief eingeschnittenen Himalaja-Durchbruchstäler als Mittler zwischen der nordindischen Tiefebene und dem tibetischen Hochplateau auch für ein extrem ausgeprägtes tägliches Berg-Tal-Windsystem verantwortlich, bei dem vor allem der tagsüber auftretende Talwind regelmäßig Sturmstärke erreicht, während der nächtliche Bergwind deutlich abgeschwächt auftritt (SCHWEINFURTH 1956). Die extreme Ausbildung des Talwindes wird dabei als allochtoner Ausgleichswind infolge der über dem als Heizfläche fungierenden Tibetischen Hochplateau aufsteigenden Luftmassen verständlich (FLOHN 1970: 27). Sehr detaillierte Untersuchungen speziell zu den Talwinden im Kali Gandaki wurden jüngst von ZÄNGL et al. (2001) veröffentlicht. Für die bodenkundlichen Analysen stellt sich im Zusammenhang mit dem starken Talwind die Frage, inwiefern Einträge von Flugsand oder Ablagerungen von Flugsandschichten die Entwicklung der Böden beeinflussen können.

Die Vegetationsgliederung im Untersuchungsgebiet wird wesentlich durch das Klima gesteuert. Neben dem hypsometrischen ist dabei auch der peripherzentrale sowie meridionale Vegetationswechsel zu beachten. In nördlicher Richtung führen letztere zu einem über den durch den Föhn- und Massenerhebungseffekt bedingten Temperaturanstieg zu einem Anstieg der Vegetationshöhengrenzen und zum anderen durch den plötzlichen Abfall der Niederschlagsmenge zwischen Himalajasüd- und Himalajanordabdachung zu einem Übergang von feuchtigkeitsliebenden zu trockenresistenten Pflanzengesellschaften. Lokalorographisch spielen darüber hinaus der leeseitige Niederschlagsschatten, die Sonn- und Schatthanglage, sowie das Trockental-Phänomen eine wichtige Rolle bei der Vegetationszonierung. Die nachfolgende Gliederung ist den ausführlichen Beschreibungen von MIEHE (1982, 1984, 1991) entnommen. Auf der Himalajasüdabdachung tritt in der collinen Stufe bis in Höhenlagen von 1000 m NN immergrüner, trockener Dipterocarpaceenwald aus *Shorea robusta* auf, die auf Sonnhängen und edaphisch trockenen Lockergesteinen mit *Pinus roxburghii* und auf Schatthängen mit diversen indomalayischen Arten vergesellschaftet ist. In der unteren montanen Stufe zwischen 1000 m NN und 2000 m NN schließt sich an den sehr feuchten Schatthängen immergrüner Laubwald aus *Castanopsis indica* und *Schima wallichii* an, während an Sonnhängen und in Strahlungsgunstlagen Koniferen-Eichenwald aus *Pinus roxburghii* und *Quercus lanata* dominiert.

Diese Höhenstufe liegt unter dem monsunalen Kondensationsniveau, bei möglichem Auftreten von Bodenfrost ist an ihrer Obergrenze die Subtropengrenze mit der Kältengrenze für Zitrusfrüchte und Bananen und der Obergrenze des Nassreisbaus erreicht. Die darüber folgende untere Nebelwaldstufe zwischen 2000 m NN und 2700 m NN ist durch immergrünen Lauraceen-Eichenwald mit epiphytischen Farnen gekennzeichnet. Neben hartlaubigen Eichen wie *Quercus glauca* findet sich in dieser Höhenstufe der größte Artenreichtum an Lauraceen. Die mittlere Nebelwaldstufe breitet sich zwischen 2700 m NN und 3200 m NN aus und bringt mit bis zu 40 m Höhe die höchsten Bäume der montanen Stufe hervor. Dominierende Baumarten sind *Tsuga dumosa* und *Quercus semecarpifolia*, die wie die Lauraceen durch absolute Tiefsttemperaturen von -10°C hier ihre obere Verbreitungsgrenze erreichen. Die obere Nebelwaldstufe befindet sich oberhalb von 3200 m, ihre Obergrenze ist korreliert mit der oberen Waldgrenze der Himalaja-Südabdachung, gebildet durch Krummholzvorkommen von *Juniperus recurva* oder *Rhododendron campanulatum*, und steigt zwischen den Himalaja-Vorketten und dem Hohen Himalaja von 3700 m NN auf 3900 m NN an. Weitere bestandsbildende Baumarten sind *Abies spectabilis* und *Betula utilis*. Die untere alpine Mattenstufe reicht auf der Südabdachung des Hohen Himalaja von 3700/3900 m NN bis auf 4500/4700 m NN hinauf, befindet sich oberhalb des monsunalen Niederschlagsmaximums, wird aber von einer mächtigen konvektiven Wolkendecke vor Einstrahlung geschützt. Die Vegetation wird von zahlreichen Zwergstraucharten dominiert, von denen Rhododendren- und Wachholderarten am häufigsten vorkommen. Die sich anschließende obere alpine Mattenstufe erreicht Höhen von über 5000 m NN und weist an der Obergrenze des monsunalen Kondensationsniveaus meist nur eine dünne Bewölkung auf. Die Zwergsträucher werden hier von Cyperaceenrasen bzw. Polsterrasen mit *Kobresia nepalensis* und *Kobresia pygmaea* abgelöst. In der nivalen Stufe schließlich finden sich nur noch wenige Pionierpflanzen wie *Saxifraga* spp. oder *Saussurea gnaphalodes* an entsprechenden Gunststandorten wieder. Auf der Nordabdachung des Hohen Himalaja wird der Nebelwald aus *Tsuga domosa* zunehmend zurückgedrängt, besetzt 4 km nördlich Leta bei ca. 800 mm Jahresniederschlag talaufwärts nur noch die Talwindhangbewölkungslagen und keilt schließlich an der thermischen Obergrenze von 3000 m NN aus. Ab Ghasa findet sich stattdessen zunehmend intramontaner Koniferenwald aus *Pinus wallichiana* und

Picea smithiana, der bei Lete seine größte Verbreitung erreicht, ehe er sich bei 300-600 mm Jahresniederschlag in Talbodenniveau in die Talwindhangbewölkungslagen zurückzieht, und schließlich nur noch an nordexponierten Seitentälhängen vorkommend an seiner thermischen Obergrenze auskeilt. Ab 300-600 mm Jahresniederschlag in Talbodenniveau ist dann der intramontane trockene Offenwald aus *Cupressus torulosa* und *Juniperus indica* dominierend unterhalb des Koniferenwaldes. Nördlich von Marpha wird, bedingt durch die austrocknende Wirkung des Windes, am Talboden die hygrische Walduntergrenze erreicht und in windgeschützten Lagen setzt sich der Offenwald als schmale Höhenzone bis in den Tibetischen Himalaja fort, wo er zwischen thermischer Waldobergrenze und hygrischer Walduntergrenze auskeilt. Unterhalb der hygrischen Walduntergrenze breitet sich Hochgebirgs-Halbwüste mit *Caragana gerardiana*, zum Teil als Hohlkugelpolsterfluren aus, im tibetischen Himalaja grenzt diese Pflanzengesellschaft direkt an die alpine Mattenstufe. Die feuchte Mattenstufe und oberhalb dieser liegende Formationen der Südabdachung setzen sich auf der Nordabdachung des Hohen Himalaja oberhalb der Waldgrenze zunächst fort, wobei die Waldobergrenze bis auf 4400 m NN ansteigt. Nördlich von Jomsom geht allerdings die feuchte Mattenstufe zunehmend in eine trockene Mattenstufe mit *Astragalus spp.* und *Androsace tapete* über.

Auch hinsichtlich der Typisierung und Verbreitung der Böden im Untersuchungsgebiet empfiehlt sich eine separate Betrachtung von Nord- und Südabdachung des Hohen Himalaja, da neben Klima und Vegetation auch die Petrographie in diesen Bereichen für die Bodenbildung relevante Unterschiede aufweist, deren Ursache vor allem in den hohen Kalkgehalten einiger Formationen der tibetischen Tethys-Sedimente zu suchen ist. Für die Himalajasüdabdachung im Bereich des Untersuchungsgebietes fehlen bislang Veröffentlichungen zur Typisierung und Verbreitung der Böden, jedoch vermitteln die diesbezüglich aus benachbarten Gebieten gewonnenen Erkenntnisse ein relativ einheitliches Bild (vgl. FRANZ 1973, HORMANN 1974, HUBSCHMANN & THOURET 1980, SMOLIKOVA & KALVODA 1981, RIGHI & LORPHELIN 1987, BÄUMLER & ZECH 1994a). Auf der Himalajasüdabdachung trifft man üblicherweise auf eine hypsometrische Bodenzonierung. Bis in eine Höhe von ca. 2000 m NN dominieren aufgrund der hohen Niederschläge bei gleichzeitig hohen Temperaturen auf den alten Landoberflächen rotfarbene, ton-, eisen- und aluminiumreiche Ferrallite (Lixisole nach WRB) mit Übergängen zu

Ferralliten (Ferralsole nach WRB) und Ferrallit-Braunerden (ferralic Cambisol nach WRB). Auf jüngeren kolluvialen, alluvialen oder glazi(-fluvialen) Ablagerungen finden sich Auenböden (Fluvisole nach WRB), Regosole (Regosole nach WRB) und Braunerden (Cambisole nach WRB) wieder, auf Festgestein in erosionsgefährdeten Hanglagen sind häufig Ranker (Leptosole nach WRB) vergesellschaftet und auf grund- und stauwasserbeeinflussten Standorten treten in lokaler Verbreitung Gleye (Gleysole nach WRB) und Pseudogleye (Planosole nach WRB) auf. In Höhenlagen zwischen 2000 m NN und 3000 m, von Eichenwäldern der unteren und mittleren Nebelwaldstufe bedeckt, treten verbreitet humusreiche, tiefgründige Braunerdetypen (Cambisole, Umbrisole nach WRB) auf. Extrazonale Standorte tragen die selben Bodentypen, die bereits für die Höhenstufe unterhalb 2000 m NN beschrieben wurden. Zwischen 3000 m NN und 4500-4800 m NN ist die Höhenstufe erreicht, in der Podsole (Podzole nach WRB) bzw. podsoliierte Bodentypen am stärksten verbreitet sind. Neben zumindest im unteren Bereich bis zum Erreichen der Maximalniederschlagszone höheren Niederschlägen sind für den Wechsel von der Braunerde- zur Podsolzone die durch niedrige Temperaturen reduzierte Mineralisierungsrate, sowie die schwer abbaubare Streu der hier vorherrschenden *Juniperus*- und *Rhododendron*arten verantwortlich. Oberhalb von 4500-4800 m, ab der oberen alpinen Mattenstufe mit Cyperaceenrasen bzw. Polsterrasen und der Obergrenze des monsunalen Kondensationsniveaus, bilden sich durch spärlichen Vegetationsbesatz, sowie die geringen Niederschläge und Temperaturen nur noch flachgründige Rohböden in Form von Rankern (Leptosole nach WRB) und Regosolen (Regosole nach WRB) aus. Nördlich des Hohen Himalaja liegen für das Untersuchungsgebiet Arbeiten von FRANZ (1974) und KEMP et al. (1984) vor, die allerdings nur punktuell an ganz wenigen Stellen Bodentypen diagnostiziert haben. Abgeleitet aus diesen Arbeiten und aus eigenen Geländebefunden lässt sich in etwa folgendes Schema ableiten. Die von den Ausläufern der Wälder der Nebelwaldstufe sowie den zonalen intramontanen Kiefernwäldern und offenen *Cupressus-Juniperus*-Wäldern bestandenen Areale zwischen thermischer Waldobergrenze und hygrischer Walduntergrenze sind, sofern sie nicht zu steil und erosionsgefährdet sind, typische Braunerdestandorte (Cambisole nach WRB). Die Ergebnisse von FRANZ (1974) für Standorte bei Marpha und Lete in Höhenlagen zwischen 2300 m NN und 3500 m NN und von KEMP et al. (1984) für Standorte bei Marpha in

2600 m NN und Jharkot zwischen 3500 m NN und 3900 m NN bestätigen dies. Oberhalb der Kältengrenze des Waldes werden wiederum Rohböden in Form von Rankern (Leptosole nach WRB) und Regosolen (Regosole nach WRB) dominierend. Lediglich im Bereich der feuchten unteren alpinen Mattenstufe ist mit Übergängen zu flachgründigen Braunerden zu rechnen. In der semiariden Zone kommt es mangels Niederschlag zur Ausbildung flachgründiger, humusarmer AC-Böden (Leptosole, Regosole nach WRB). Ergänzen lässt sich diese klimatische Bodenzonierung noch durch

petrographisch bedingte Bodentypenbildungen. Ganz oder teilweise aus Kalkstein aufgebaute Formationen, wie die „Nilgiri-, Sombre-, Jomosom- oder Bagung-Formation“, führen zur Ausbildung von Rendzinen (rendzic Leptosol nach WRB). An semiariden Standorten auf kalkreichem Ausgangssubstrat ist außerdem mit Böden zu rechnen, die sekundäre Carbonatanreicherung aufweisen (Calci-sole nach WRB). An entsprechenden Sonderstandorten treten vereinzelt Auenböden (Fluvisole nach WRB), Gleye (Gleysole nach WRB) und Pseudogleye (Planosole nach WRB) auf.

5 Das Jhon Khola

Der nördlichste und damit am weitesten talaufwärts gelegene Bereich des Kali-Gandaki-Einzugsgebietes, der in dieser Arbeit glazialgeomorphologisch und pedologisch untersucht worden ist, befindet sich im orographisch linken, westlich verlaufenden, Seitental Jhon Khola, welches in einer Höhe von 2820 m NN bei der Siedlung Kagbeni in das Kali Gandaki einmündet (Figur 7). Dieses Tal ist im Oberlauf in drei aus dem Muktinath Himal herableitende Ursprungstäler gegliedert. Von Norden nach Süden sind dies das obere Jhon Khola, das Thoron Khola und ein namenloses orographisch linkes Seitental des Thoron Khola, welches im folgenden als „Linkes Thoron Khola Seitental“ bezeichnet wird ((a), (b) und (c) in Photo 1). Das zentral gelegene Thoron Khola leitet von der in 5402 m NN Höhe gelegenen Passhöhe Thoron La, welche zum Marsyandi Khola vermittelt, in westnordwestliche Richtung herab, ehe es in einer Höhe von etwa 3560 m NN durch den Zusammenfluss mit dem nördlichen oberen Jhon Khola zum Jhon Khola wird. Flankiert wird der Pass von den zwei höchsten Erhebungen des gesamten Jhon Khola Einzugsgebietes, dem 6482 m NN hohen Yakwakan im Norden und dem 6484 m NN hohen Khatunkan im Süden ((1) und (2) in Photo 1), welche beide rezente Vergletscherung aufweisen. Auf der Khatunkan-Nordabdachung mündet diese in drei kurzen, separaten Gletscherzungen, deren Nährgebiete eine zusammenhängende Gletscherfläche ausbilden. Von Westen nach Osten sind dies entsprechend ihrer Lage der Khatunkan-NW-Gletscher, der Khatunkan-N-Gletscher, sowie der Khatunkan-NE-Gletscher. Der Khatunkan-NW-Gletscher reicht vom Khatunkan-Hauptgipfel in 6484 m NN an dessen Nordflanke bis auf 5560 m NN herab (oberhalb (■) in Photo 2), der Khatunkan-N-Gletscher von einem etwa 6320 m NN hoch gelegenen nordöstlichen Vorgipfel bis auf 5240 m NN ((■) in Photo 3) und der Khatunkan-NE-Gletscher von einem noch weiter nordöstlich vorgelagerten Vorgipfel aus 6144 m NN bis auf 5400 m NN im Bereich der Passhöhe herab (Photo 4). Deutlich geringer vergletschert ist die Südflanke des Yakwakan, an der das Eis vom Hauptgipfel in 6482 m NN nur bis auf 6160 m NN herunterreicht (Photo 5). In einer Höhe von 3860 m NN mündet das etwa halb so große orographisch linke Thoron Khola Seitental aus südöstlicher Richtung kommend in das Thoron Khola ein. Von seinen zwei Talursprungskesseln reicht der orographisch rechte im Bereich der Khatunkan-Westnordwestflanke mit 6300 m NN am höchsten

hinauf (Photo 6, Photo 7), während der orographisch linke Talursprung in 5939 m NN gipfelt. Letzterer weist rezent allenfalls eine geringe Flankenvergletscherung im steilsten Bereich unterhalb des höchsten Gipfels auf. Im rechten Oberlauf ist die rezente Vergletscherung hingegen deutlich ausgeprägt und reicht mit einer regenerierten und schuttbedeckten Zunge am Wandfußbereich bis auf etwa 5240 m NN herunter. Das obere Jhon Khola schließlich entwässert die Nordwestflanke des Yakwakan sowie die Westabdachung des Tawa Himal, dessen zwei höchste Gipfel knapp 6000 m NN erreichen. Der höchste Punkt des Einzugsgebietes befindet sich unterhalb des Yakwakan-Hauptgipfels in etwa 6380 m NN Höhe. Da das Tal im Rahmen dieser Untersuchung geomorphologisch und pedologisch nicht bearbeitet und auf eine Begehung verzichtet wurde, beruhen Angaben zur Topographie und zur rezenten Vergletscherung auf dem zur Verfügung stehenden Kartenmaterial und einigen aus der Entfernung entstandenen Photos bzw. auf den sehr detaillierten Beschreibungen von KUHLE (1982a, 1983). Danach weist das Tal rezent nur an wenigen Stellen unterhalb der höchsten Gipfel eine geringe Flankenvereisung auf (links von (▼) in Photo 1), was insbesondere im Bereich der höchsten Erhebung mit der extremen Steilheit des Talschlusses in Verbindung zu bringen ist.

Neben diesen drei Ursprungstälern des Jhon Khola schließen sich kleine Talmulden an, im Nordwesten ein namenloses, bis auf 5120 m NN hinaufreichendes, kurzes und steiles Tälchen und im Südwesten das deutlich ausgeprägtere und in einer Karrückwand in 5240 m NN gipfelnde Madek Dumda Khola, an das sich wiederum das schmale, 4685 m NN Höhe erreichende Jhamlunba Khola sowie das 4080 m NN hohe, hier als Dhanladada Khola bezeichnete, Tal anschließen ((a), (b), (c) und (d) in Photo 8). Diese kleinen Täler liegen alle deutlich unter der rezenten Schneegrenze und weisen keine Vergletscherung auf. Unmittelbar westlich schließen sich an beiden Talflanken des Jhon Khola regelmäßig begangene Pässe an, deren Position sich aus der lokal begrenzten Verflachung der talabwärts wieder steiler werdenden Talhänge erklärt. Der im Norden nach Mustang überleitende Gyu La erreicht 4077 m NN ((a) in Photo 9), der ins südlich angrenzende Panda Khola vermittelnde Dhanladada Pass 3875 m NN ((e) in Photo 8).

Dort, wo die Flüsse aus den genannten Tälern ins Jhon Khola münden, erstreckt sich zwischen den

Ortschaften Muktinath und Khinga zwischen 3700 und 3300 m NN ein breites, relativ gering geneigtes Talbodenareal, das in Anlehnung an KUHLE (1982a: 27) im folgenden als „Becken von Muktinath“ bezeichnet wird (rechte Bildhälfte in Photo 10). Für das Hoch- bis Spätglazial rekonstruiert KUHLE (1982a: 28, 1988a) anhand von zur Stirnmoräne umbiegenden Ufermoränenwällen am unteren Ende des Muktinath-Beckens südöstlich der Siedlung Jhon eine tiefste Eisrandlage in 3245 m NN ((■) in Photo 1 und Photo 11), die er aufgrund der Lagebeziehung zu benachbarten Moränenakkumulationen und der über Schliffgrenzen rekonstruierten Mindestmächtigkeit von 350-400 m im Talausgangsbereich dem Gletscherstrom aus dem Thoron Khola und seinem linken Seitental zuordnet. Flankiert wurde diese tiefste Gletscherzunge im Norden von einem Eisstrom aus dem oberen Jhon Khola, der bei etwa 3360 m NN endete und im Süden von einem in 3505 m NN endenden Gletscher aus dem Madek Dumda Khola (KUHLE 1982a: 28). Unabhängig von diesen drei gemeinsam im Zentrum des Muktinath-Beckens endenden Gletschern weist KUHLE (1983: 64) außerdem eine geringfügige Eigenvergletscherung im Bereich der Pässe Gyu La und Dhanladada nach, ohne dass diese in Kontakt mit den zentralen Eisströmen zu treten vermochten. Unterhalb des Dhanladada Pass hat demnach eine kleine Eiszunge bis auf 3600 m NN gereicht (Photo 8), unterhalb des Gyu La bis auf 3750 m NN (Photo 9). Für die tiefste sichere Eisrandlage der drei zentralen Gletscher ermittelt KUHLE (1983:64) nach der Methode HÖFER (1879) eine hoch- bis spätglaziale Schneegrenzhöhe von 4448 m NN, für die zwei Gletscher in den Passbereichen jeweils 4010 m NN. Talaufwärts wurden von KUHLE (1982a, 1983) außerdem Moränen und Schliffgrenzen mehrerer Stadien des Spätglazial, Neoglazial und der historischen Vergletscherung unterschieden, die bei der folgenden genaueren Untersuchung ausgewählter Gletscher im Jhon Khola Einzugsgebiet Erwähnung finden. Eine Kartierung in FORT (1985: 167) bestätigt die von KUHLE (1982a) beschriebene tiefste erhaltene Eisrandlage im Jhon Khola südwestlich der Siedlung Jhon. Zusätzlich ist hier auf etwa gleicher Höhe noch eine kleine hochglaziale Moränenleiste östlich von Khinga zu finden. Talaufwärts verzeichnete spät- und neoglaziale Moränen lassen das Thoron Khola als Ursprung der maximalen Vergletscherung erkennen, während das obere Jhon Khola unkartiert blieb. Der Gletscher aus dem Madek Dumda Khola reichte, der Kartierung folgend, auch im Hochglazial - im Widerspruch zu KUHLE (1982a: 28) - nicht an

den zentralen Gletscher aus dem Thoron Khola heran, sondern endete im Bereich eines gut erhaltenen Zungenbeckens südlich der Siedlung Muktinath in ca. 3700 m NN ((●) in Photo 9). Die spätglazialen, neoglazialen und z.T. zeitlich undifferenzierten Moränenstände werden bei der Untersuchung der einzelnen Täler genauer diskutiert. Bei einer späteren Kartierung der letzteiszeitlichen maximalen Gletscherfläche rekonstruiert FORT (2000: 105) eine gemeinsame Eisrandlage dreier Gletscherzungen im Bereich der Siedlung Khinga. Die zwei nördlichen Gletscherzungen sind dabei eindeutig dem oberen Jhon Khola sowie dem Thoron Khola zuzuordnen. Ob die dritte Gletscherzunge im Linken Thoron Khola Seitental oder im Madek Dumda Khola verläuft, ist hingegen angesichts einer zu ungenauen Kartierung nicht endgültig zu klären. Ein weiteres kleines Gletscherfeld, welches nicht in die vorher genannten Gletscher einmündete, ist unterhalb des Dhanladada Pass verzeichnet, während unterhalb des Gyu La eine solche Eigenvergletscherung nicht zu finden ist.

Eine dritte relativ genaue glazialgeomorphologische Kartierung und Beschreibung des Jhon Khola findet sich bei IWATA (1984). In Übereinstimmung mit den zuvor genannten Autoren wird die große Akkumulation südwestlich von Jhon ((■) in Photo 1 und Photo 11) als letzthochglaziale Moräne (Khingar-Stage) beschrieben, allerdings befinden sich die tiefsten letztglazialen Moränen ((●) in Photo 11) beiderseits der Tiefenlinie noch weiter talabwärts und erstrecken sich auf der orographisch linken Talseite bis auf eine Höhe von etwa 3120 m NN. Die tiefste erhaltene letztglaziale Eisrandlage befindet sich danach etwa 165 m tiefer und 1,5 km weiter talaufwärts als bei KUHLE (1982a, 1983) beschrieben. Letzt-hochglaziale Moränenlagen des oberen Jhon-Khola-Gletscher nördlich von Jhon, des Madek Dumda Khola bei Jharkot und des Gletschers unterhalb des Dhanladada Pass bestätigen dagegen die Befunde und daraus abgeleiteten maximalen Gletscherauseinandersetzungen von KUHLE (1982a, 1983). Oberhalb der letztglazialen Moränen kartiert IWATA (1984) am orographisch rechten Haupttalhang im Bereich südwestlich des Gyu La außerdem noch ältere Moränen, welche er der vorletzten Eiszeit zuordnet ((▲) in Photo 9). Jüngere Stadien, die IWATA (1984) dem Späthochglazial (Tukche-Stage, um 20 ka) und dem Neoglazial zuordnet, sind nur sehr vereinzelt und beschränkt auf das Thoron Khola und Madek Dumda Khola ausgewiesen.

Fasst man die bestehende Literatur zur Vergletscherungsgeschichte des Jhon Khola zusammen, so be-

steht, bei leichten Abweichungen über das exakte Ausmaß, Einigkeit darüber, dass zur letzteiszeitlichen Maximalvergletscherung ein aus mehreren Gletscherzungen zusammengesetzter zentraler Talgletscher in den Bereich um Khinga vordrang, jedoch nicht das Kali Gandaki erreichte. Während der Gletscher aus dem Madek Dumda Khola bei KUHLE (1982a), 1983) und vermutlich auch bei IWATA (1984) Kontakt zur zentralen Jhon-Khola-Gletscherzunge bei Jharkot hatte, endet dieser bei FORT (1985: 167) weiter talaufwärts in einem eigenen Zungenbecken. Eine letzthochglaziale Eigenvergletscherung im Umfeld des Dhanladada Pass wird von allen Autoren bestätigt, während für den Bereich des Gyu La nur KUHLE (1982a), 1983) und IWATA (1984) eine solche beschreiben, welche von ersterem ins letzte Hochglazial, von letzterem in die vorletzte Eiszeit eingeordnet wird. Jüngere letzt- und postglaziale Moränenstadien weisen meist deutlichere Abweichungen auf, die nachfolgend für Einzelfälle genauer diskutiert werden. Generell ist dabei anzumerken, dass die Stadieneinteilung der Moränen bei IWATA (1984) und FORT (1985: 167), beruhend auf ihrer relativen Position und ihrem Erhaltungszustand, weniger detailliert ausfällt als bei KUHLE (1980, 1982a, 1983), der neben dem relativen Lagebezug der Moränen auch die resultierende Schneegrenzdepression berücksichtigt.

Da im Jhon Khola, wie beschrieben, hocheiszeitlich mehrere vergletscherte Täler in den Oberläufen des Einzugsgebietes existierten, die eine Reihe von Moränen hinterlassen haben, wurden für diese Untersuchung repräsentative Einzeltäler ausgewählt, um diese auch bodenkundlich und pedochronologisch zu erkunden. Das obere Jhon Khola sowie das Thoron Khola zeichnen sich als unmittelbar aneinandergrenzende Paralleltäler durch eine vergleichbare maximale Einzugsbereichshöhe, Talgröße und Talexposition aus, weshalb für beide Täler eine ähnliche Vergletscherungsgeschichte zu erwarten ist. Da das obere Jhon Khola jedoch, insbesondere für die Anlage von Bodenprofilen, schwieriger zugänglich ist und, bedingt durch die steilen und weit herabreichenden Rückwände, jüngere Gletscherstände weniger gut durch Moränenwälle dokumentiert sind und die rezente Schneegrenze nur vage ermittelt werden kann, wurde auf dessen Untersuchung zugunsten des Thoron Khola und seines linken Seitentals verzichtet. Das Madek Dumda Khola wurde repräsentativ für ein Gruppe kleinerer Täler ausgewählt, die nicht über die rezente Schneegrenze hinausragen. Das Tal ist gekennzeichnet durch einige gut erhaltene Moränen, die sich auf ein eng begrenztes Gebiet verteilen

und dadurch für eine genauere Untersuchung besonders geeignet erscheinen. Ein weiteres Bodenprofil wurde östlich des Dhanladada Passes in einem kleinen Tälchen angelegt, welches mit einer höchsten Erhebung von 4080 m NN allenfalls im Hochglazial geringfügig über die damalige Schneegrenze aufragte und daher gut die Situation in den Gebieten geringfügiger Lokalvergletscherung im Umfeld der Pässe Dhanladada und Gyu La widerspiegelt.

5.1 Das Thoron Khola und das Linke Thoron Khola Seitental (Figur 10)

Das Thoron Khola leitet in westnordwestlicher Richtung von den beiden Hauptgipfeln Yakwakan (6482 m NN) und Khatunkan (6484 m NN), sowie dem diese trennenden Thoron La Pass (5402 m NN), ca. 9 km bis auf 3560 m NN herab, was einem mittleren Gefälle von etwa 17° entspricht. Innerhalb des Talverlaufs lassen sich dabei vier Abschnitte unterschiedlicher Gefällestärke erkennen, wie an dem vom Yakwakan ausgehenden Tallängsprofil in Figur 11 deutlich wird. Der Bereich zwischen Gipfel und Passhöhe ist mit 35,43° sehr steil, während der folgende Abschnitt, zwischen 4680 m NN und 5400 m NN, mit 12,09° durch die weitläufige Passhöhe deutlich flacher verläuft. Mächtige Moränenakkumulationen verfüllen in diesem Bereich den Talboden. Nach einer kurzfristigen Versteilung auf 23,29° zwischen 4680 m und 4200 m NN, mündet die Tiefenlinie in einer glazifluvialen Terrasse, die am Ausgang des engen Talgefäßes in das Muktinath-Becken überleitet, wodurch der Unterlauf mit durchschnittlich 9,83° wieder merklich flacher geneigt ist. Dieser unterschiedlichen Steilheit des Talverlaufs muss Beachtung geschenkt werden, da sie die Beziehung zwischen rekonstruierten vorzeitlichen Gletscherendlagen und den daraus abgeleiteten Schneegrenzhöhen beeinflusst (vgl. KUHLE 1986b). Eine weitere Auffälligkeit in der Talgestalt ergibt sich durch den Übergang des relativ eng und durch steile Talflanken begrenzten Oberlaufes in das weitläufige Muktinath-Becken. Der Wegfall der Kanalisierung eines vorzeitlichen Gletschers beim Eintritt in das Becken muss ebenfalls bei der Berechnung bzw. der Interpretation der entsprechenden Schneegrenzhöhen berücksichtigt werden.

Geologisch ist der Oberlauf als Synklinaltal in den jurazeitlichen Lupra, Bagun und Jomsom Formationen subsequent angelegt (vgl. Figur 9). Die orographisch linke Talflanke verläuft dabei entlang der Schichtfläche der Jomsom Formation ((▼) in

Photo 12). Die orographisch rechte Talflanke ist hingegen in einer leicht nach Süden umbiegenden Antiklinale angelegt, die zusätzlich eine talparallel verlaufende Störungszone aufweist, sodass hier alle drei Jura-Formationen wechsellagernd als Schichtköpfe anstehen (Photo 1). Hieraus erklärt sich auch der Ursprung eines oberhalb von etwa 4000 m NN einsetzenden, im Bereich der Tiefenlinie zu verfolgenden schmalen, aus dem ihn umgebenden Lockermaterial herausragenden Festgesteinsrückens ((♦) in Photo 13). Eine der kleineren, den Ostrand des Thakkhola-Grabens bildende Verwerfungen befindet sich, von Süd-West nach Nord-Ost verlaufend, unmittelbar an der Öffnung des Thoron Khola ins Muktinath-Becken. Der deutliche morphologische Wechsel von den engen Talgefäßen des Thoron Khola und auch des Oberen Jhon Khola in das weitläufige Becken von Muktinath dürfte dabei zumindest in seiner ursprünglichen Anlage auf diese Verwerfung zurückzuführen sein. Folgt man den petrographischen Beschreibungen der hier anstehenden Formationen in GODIN (2003: 309), so setzen sich diese im Hangenden aus Schiefer und im Liegenden aus Kalkstein zusammen. Entgegen dieser Darstellung erwähnt KUHLE (1982a: Abb. 44, 47, 49) neben Schiefer vor allem in den Gipfelbereichen und der orographisch linken Talflanke verbreitete Quarzitvorkommen und stellt eine silikatreiche Zusammensetzung der Moränen im oberen Thoron Khola fest. Auch das in dieser Arbeit untersuchte Probenmaterial der Bodenprofile lässt mit einer Ausnahme (Bodenprofil 2), die nachfolgend in diesem Kapitel noch genauer beschrieben wird, silikatisch dominiertes Ausgangssubstrat erkennen. Im mittleren und unteren Jhon Khola, das sich in den abgesenkten Bereichen des Thakkhola befindet, gehen die aus Schiefer bestehenden jüngsten jurazeitlichen Schichten (Lupra Formation) im Umfeld von Muktinath talabwärts in kreidezeitliche Ablagerungen aus Sandstein, Grauwacke und Schiefer über (Figur 9, Tabelle 9) (GODIN 2003, COLCHEN et al. 1986).

Für eine direkte Charakterisierung der klimatischen Verhältnisse des Thoron Khola stehen nur die Daten der Klimastation in Muktinath (3605 m NN), etwa 1 km südöstlich der Mündung des Thoron Khola in das Jhon Khola, zur Verfügung. Diese können als repräsentativ für den zentralen, relativ flach geneigten Beckenbereich gelten, spiegeln jedoch nicht die klimatischen Verhältnisse im oberen Thoron Khola wider. Dies wird deutlich am unterschiedlichen Vegetationsbesatz, der nachfolgend als Indikator des Talklimas Verwendung finden soll. Abgesehen von

den künstlich bewässerten Ackerflächen wird das Muktinath-Becken von Dornstrauchpolsterformationen der Hochgebirgshalbwüste mit *Caragana gerardiana* dominiert (MIEHE 1982). Diese Trockenheit erklärt sich aus den bei der Beschreibung der Untersuchungsgebiete angesprochenen Phänomenen des monsunalen Niederschlagsschattens nördlich des Himalaja-Hauptkammes und der für Durchbruchstäler typischen trockenen Talsohle. Durch das höhere Niveau und die Seitentallage von Muktinath im Vergleich zur Talsohle des Kali Gandaki erhält dieser Standort jedoch mit 352 mm fast 100 mm mehr Niederschlag pro Jahr als Jomsom (257 mm). Unmittelbar talaufwärts von Muktinath nimmt durch das deutlich steiler werdende Relief und die Talverengung die Bedeutung der Kondensationsbewölkung stark zu, wie an der Bewölkungssituation in der rechten Bildhälfte von Photo 10 deutlich wird. Abgeleitet aus den Befunden von MEURER (1982a, 1984) für das Kali Gandaki im Bereich der Siedlung Tukuche, ist daher mit deutlich höheren Niederschlägen im Oberlauf des Thoron Khola zu rechnen. Dies schlägt sich auch in der Vegetation nieder, die ab einer Höhe von etwa 3700 m NN in die Zwergstrauchformation der feuchten Mattenstufe übergeht, ehe diese temperaturbedingt oberhalb von etwa 4500 m NN von kleinräumigen Cyperaceen-Rasenpolstersoden in Frostbodenfluren mit *Eriophyton wallichii* übergehen. An der orographisch rechten Talflanke tritt in der feuchten Mattenstufe außerdem die für Sonnhangstandorte typische Wacholderart *Juniperus squamata* auf (MIEHE 1982) (Photo 14). Zusammenfassend bestätigt also die Vegetation talaufwärts von Muktinath reliefbedingt deutlich höhere Niederschläge. Zusätzlich sorgt dabei die Kondensationsbewölkung durch ihre verdunstungshemmende Wirkung für ein humideres Klima. Für die orographisch rechte Talflanke deuten sich außerdem expositionsbedingt geringfügig trockenere Standortbedingungen an.

Der Gletscher aus dem Linken Thoron Khola Seitental hat nach den Befunden von KUHLE (1982a, 1983) zumindest im Hochglazial und frühen Spätglazial eine Konfluenz mit dem Gletscher aus dem Thoron Khola gebildet und aufgrund des relativ großen Einzugsbereiches und einer mit dem Thoron Khola vergleichbaren Einzugsbereichshöhe eine wichtige Rolle für die Ernährung des Thoron-Gletschers gespielt. Das Linke Thoron Khola Seitental verläuft in nordwestlicher Richtung in spitzem Winkel auf das Thoron Khola zu, von dem es durch einen relativ geringmächtigen Kamm getrennt wird. Von seinem höchsten, orographisch rechten Ursprung in 6300 m

NN, unterhalb eines vom Khatunkan Hauptgipfel herableitenden kleinen Grates, erstreckt sich das Tal über etwas mehr als 6 km bis zu seiner Mündung in 3860 m NN. Aufgrund der geringeren Tallängserstreckung bei nahezu gleicher Vertikaldistanz ist das generelle Talgefälle des Seitentals mit knapp 22° steiler, weist ansonsten aber mit dem Thoron Khola vergleichbare Gefällewechsel entlang des Tal-längsprofils auf (Figur 12). Zwischen 6300 und 5280 m NN, im Bereich der Khatunkan-Westnordwestwand, ist das Tal mit einer mittleren Neigung von 38,88° am steilsten, ehe es im Wandfußbereich zwischen 5280 und 4800 m NN mit nur noch 14,49° Neigung deutlich verflacht. Auch hier ist der flache Talboden mit mächtigen Moränenakkumulationen verfüllt. Nach einer kurzfristigen Versteilung auf 27,69° zwischen 4800 und 4440 m NN leitet das Tal schließlich mit einer Neigung von 14,38° zur Schotterterrasse des Thoron Khola über. Während der orographisch rechte Oberlauf auf einen zentral herausragenden Gipfel zuläuft, ist der linke Oberlauf kesselartig von einem von diesem Hauptgipfel herableitenden nivellierten, nicht unter 5750 m NN fallenden, ca. 2 km langen Grat umgeben, dessen zwei höchste Erhebungen 5938 und 5939 m NN erreichen (Photo 7). Auch wenn dieser linke Oberlauf rezent allenfalls minimale Vergletscherung aufweist, dürfte bei nur geringer Schneegrenzabsenkung seine Bedeutung als Gletschernährgebiet in Relation zum rechten Oberlauf aufgrund der großen mittleren Kammhöhe sprunghaft ansteigen. Strukturgeologisch ist das Tal auf einer sich an die Synklinale im Thoron Khola südwestlich anschließenden Antiklinale angelegt. Wie die orographisch linke Talflanke des Thoron Khola werden beide Hänge des Linken Thoron Khola Seitentals von den, vermutlich quarzitischen, ältesten jurassischen Schichten der Jomsom Formation gebildet, während im Bereich der Tiefenlinie die kalkigen Tonschiefer enthaltende Thini Formation des Trias zutage tritt. Beide Flankenpartien sind dabei als Schichtkopfhänge ausgebildet (Photo 6), wobei die orographisch rechte Flanke im Mündungsbereich im Übergang zur Synklinale nahezu senkrecht verlaufende Schichten erkennen lässt ((♦) in Photo 15). Die für das Thoron Khola getroffenen Aussagen zum Klima und zur Vegetation sind aufgrund der gleichsinnigen Anordnung und Vertikalerstreckung beider Täler problemlos auf das Linke Thoron Khola Seitental zu übertragen.

5.1.1 Zur Glazialgeomorphologie und der Auswahl geeigneter Bodenprofilstandorte im Thoron Khola, Linken Thoron Khola Seitental und Dhanladada Khola (Figur 10)

Hinsichtlich der Rekonstruktion des glazialgeomorphologischen Formenschatzes, sowie der Frage der Standortauswahl für die Bodenprofilanlage soll für den Thoron-Gletscher, als vormalig am tiefsten herabreichender Gletscherzunge innerhalb des Jhon Kholas, zunächst der Unter- und Mittellauf des Jhon-Khola-Einzugsgebietes zwischen Kagbeni und Muktinath näher betrachtet werden (Photo 10). Besonders markant tritt der bereits erwähnte, am zentralen westlichen Ende des Muktinath Beckens bis auf 3245 m NN herabreichende Moränenkomplex ((■) in Photo 10 und Photo 11) in Erscheinung, der unstrittig als Gletscherakkumulation gedeutet wird und in dessen Umgebung KUHLE (1982a: 28) und FORT (1985: 167) die tiefste gesicherte letztglaziale Eisrandlage annehmen. Die Genese einer terrassenartigen Akkumulation, die sich talabwärts dieser Lokalität westlich von Khinga zwischen der Tiefenlinie und der orographisch linken Talflanke über eine Länge von etwa 1,2 km bis auf ein Tiefenlinienniveau von 3120 m NN erstreckt ((●) links in Photo 11), wird hingegen äußerst konträr interpretiert. Während IWATA (1984) die Form als tiefste letztglaziale Moräne deutet, findet sich bei KUHLE (1983: 64), begründet über Aufschlussanalysen, der Hinweis auf eine glazifluviale Genese, obwohl „*bei rein morphologischer Betrachtung*“ der „*Eindruck einer noch weiter herabreichenden Gletscherzunge nahe*“ liegt (KUHLE 1983: 64). FORT (1985: 167) hingegen schließt einen unmittelbar auf die Vergletscherung zurückzuführenden Ursprung der Akkumulation aus und klassifiziert diese, wie auch einen Grossteil vergleichbarer Formationen auf der gegenüberliegenden Talseite, als Schlammströme bzw. Schlammstromfanglomerate. Obwohl die rezenten ariden bis semiariden Klimabedingungen die Bildung von Fanglomeraten in dieser Region möglich machen, ist gegenwärtig die Bildung solch mächtiger und großflächiger Akkumulationskörper, wie sie bei FORT (1985: 167) kartiert wurden, nicht zu beobachten und auch die Ablagerungen selbst geben sich durch den sie unterschneidenden rezenten Flusslauf als fossil zu erkennen. Eine im Gegensatz zur Gegenwart für die Anlage von Fanglomeraten deutlich günstigere Klimakonstellation ist für das untersuchte Gebiet ebenfalls auszuschließen. Als ursprüngliche Materialquelle für die Fanglomerate müssen daher eine plötzliche Massenbewegung,

etwa in Form eines großen Bergsturzes, oder talaufwärts abgelagerte glazigene Sedimente angenommen werden. Hinweise auf eine katastrophale Massenbewegung sind jedoch talaufwärts nicht zu finden und die spezielle Taltopographie, bei der der Unterlauf mit den in Rede stehenden Ablagerungen von den als Materiallieferant in Frage kommenden Höhenzügen des Muktinath Himal durch das als Sedimentfalle fungierende Muktinath-Becken getrennt werden, macht einen solchen Erklärungsansatz ebenfalls unwahrscheinlich. Interpretiert man die Akkumulationen im unteren Jhon Khola als Fanglomerate, ist daher eine Abhängigkeit ihrer Entstehung von den talaufwärts abgelagerten glazigenen Sedimenten wahrscheinlich zu machen und die Formen könnten auch als umgelagerte Moräne angesprochen werden. Sowohl die Ansprache der Form als glazifluviale Schotterterrasse (KUHLE 1983: 64), wie auch die Interpretation als Fanglomeratakkumulation (FORT 1985: 167), bestätigen also eine einstige talaufwärtige Vergletscherung des Tals, die zur Zeit ihrer Entstehung aber maximal bis Khinga herabgereicht hat. Aus vergletscherungsgeschichtlicher Sicht kommt diesen beiden Erklärungsansätzen somit der gleiche Indikatorwert zu. Absolutchronologisch wäre dabei die glazifluviale Schotterterflur dem Alter der tiefstgelegenen talaufwärtigen Moränen gleichzusetzen, die Fanglomeratakkumulation hingegen wäre als jünger einzustufen. Folgt man der Interpretation der Ablagerung als Moräne (IWATA 1984), so muss diese Akkumulation aufgrund des Lagebezugs zwingend als älter im Vergleich zu den talaufwärtigen Moränen angesehen werden. Anhand paläomagnetischer Relativdatierungen von Seesedimenten aus der Nähe von Khinga ordnet IWATA (1984: 30) die Akkumulation in eine, von ihm als Khingar-Stadium bezeichnete, frühe Vorstoßphase des letzten Glazials ein, was den Marinen Isotopenstadien (MIS) folgend dem MIS 4 entsprechen dürfte. Da das nächst jüngere, von IWATA (1984) unterschiedene Stadium bereits als Spätglazial einzustufen ist, datiert er die Moräne südwestlich von Jhon ebenfalls in die Frühphase der letzten Eiszeit. Auch aus eigenen Beobachtungen an Aufschlüssen in der Nähe von Khinga konnte aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht eindeutig geklärt werden, um welche Art von Akkumulation es sich handeln könnte. Aufgrund der widersprüchlichen geomorphologischen Interpretation könnte dieser Standort in zweierlei Hinsicht für eine bodenkundliche Analyse und pedologische Relativdatierung von Interesse sein. Ist das Bodenalter gleich oder jünger als das im Bereich der Moräne südwestlich von Jhon, so wäre von einer

Deutung als glazifluviale oder fanglomeratartige Akkumulation auszugehen, wird hingegen ein eindeutig höheres Bodenalter ermittelt, so ist dies am wahrscheinlichsten durch eine Moränenakkumulation zu erklären. Sollte letzteres der Fall sein, könnte das Ausmaß der Unterschiedlichkeit der Bodenentwicklung im Vergleich zu Böden auf talaufwärtigen, jüngeren Moränenstandorten, bezugnehmend auf die paläomagnetischen Datierungen von IWATA (1984: 30), auch Aussagen über die absolute zeitliche Einordnung der Moränenablagerungen ermöglichen. Allerdings erweist sich der Standort auf der Akkumulation westlich von Khinga, wie Photo 1 (●) verdeutlicht, bei genauerer Betrachtung als äußerst ungünstig für die erfolgreiche Durchführung einer pedochronologischen Relativdatierung der Akkumulationsform. Anhand des extrem spärlichen Vegetationsbesatzes wird deutlich, dass im unteren Jhon Khola aufgrund der geringen Jahresniederschläge, die etwa den bei Jomsom gemessenen 257 mm entsprechen dürften, und der durch die geringe Bewölkung hohen Verdunstungsrate, eine ausreichend differenzierende Bodenentwicklung nicht gewährleistet ist. Schnell werden dadurch ansonsten als geringfügig einzustufende Abweichungen des Ausgangssubstrates, der Vegetation oder der Exposition zu schwer kalkulierbaren Risiken und erlauben keine seriöse Interpretation der Ergebnisse. Außerdem fällt auf der Fläche eine wellige Oberflächenstruktur auf, die möglicherweise auf die durch Erosion verwischten Abstufungen einer wüstgefallenen Ackerterrassenanlage der Siedlung Khinga hindeuten. Beispiele aus der unmittelbaren Umgebung, wie östlich von Kagbeni (■) in Photo 16), verdeutlichen, dass aufgegebene agrarischer Nutzflächen im Umfeld der Siedlungen ein häufig zu beobachtendes Phänomen darstellen. Die zwischenzeitliche landwirtschaftliche Nutzung der Fläche würde einen zusätzlichen Unsicherheitsfaktor für den Vergleich des Verwitterungsgrades der Böden mit sich bringen, was sich in dieser Region durch den hier notwendigen Bewässerungsfeldbau besonders extrem auswirken würde. Westlich der umstrittenen Deposition reihen sich bis zur Talmündung bei Kagbeni auf beiden Seiten des rezenten Flusslaufs eine Folge von durch diesen teilweise erodierten, in verschiedenen Höhenniveaus leicht talabwärts geneigten Terrassenakkumulationen an (■) in Photo 17), die sich auch aufgrund ihrer Materialsortierung, Materialschichtung und des Zurundungsgrades der enthaltenen Komponenten als glazifluviale Schotterflurterrassen zu erkennen geben. Angesichts ihrer Lage und Entfernung zu den rekonstruierten Gletscherendlagen, sowie ihrer rela-

tiven Niveauunterschiede, wurden diese Terrassen von KUHLE (1983) und von IWATA (1984) der bei den jeweiligen Autoren erstellten Systematik der Vergletscherungsstadien zugeordnet. Danach sind übereinstimmend die Terrassen in den Mündungsbecken des Jhon Khola und des gegenüber liegenden Chilunpa Khola den hoch- und spätglazialen Stadien zugehörig. Interessant sind in diesem Zusammenhang spätere Versuche von HURTADO et al. (2001: 230), über ^{14}C -Datierungen die Terrassen im Umfeld der Jhon-Khola-Mündung in einen absoluten Zeitrahmen zu stellen. Sie kommen dabei zu dem Ergebnis, dass das Material, aus dem die Terrassen aufgebaut sind, im Spätglazial ab 17150 ± 150 a BP sukzessive akkumuliert wurde und die Einschneidung und Herauspräparierung der Terrassenstufen postglazial um 7490 ± 60 a BP einsetzte. Dies würde bedeuten, dass die mit den höchsten Terrassenniveaus zu korrelierenden tiefsten Moränenfunde im Jhon Khola, die von IWATA (1984) aufgrund eigener Datierungen als frühletztglazial eingestuft wurden, in Übereinstimmung mit KUHLE (1983, 1988a) einem frühspätglazialen Vorstoß zugeordnet werden müssen.

Das Muktinath-Becken gibt geomorphologisch ein sehr chaotisches und kompliziert zu differenzierendes Bild wider, welches eine Rekonstruktion der Vergletscherungsgeschichte des Thoron-Gletscher zwischen der großen Moräne bei Jhon und der Mündung der engen Taleinfassung des Thoron Khola deutlich erschwert. Gründe hierfür sind sowohl in der Art der ursprünglichen Moränenablagerung, als auch in einer nachträglichen Umformung und Verlagerung solcher glazigenen Akkumulationen zu suchen. Wie bereits geschildert, wurde der Thoron-Gletscher zumindest im letzten Hochglazial, beim Eintritt in das Muktinath-Becken von Gletscherzungen aus den Nachbartälern flankiert und erfuhr so trotz der weitläufigen Beckentopographie eine gewisse Kanalisierung seiner Gletscherzunge. Trotzdem dürfte es, aufgrund des Austritts des Thoron-Gletschers aus dem engen Talgefäß in die offene Ebene und der auch im Hochglazial unterhalb der damaligen Schneegrenze befindlichen Lage des Muktinath-Beckens und der daraus resultierenden, verminderte, Schubkraft, nur zur Bildung unscheinbarer und geringmächtiger Moränenakkumulationen gekommen sein, wie KUHLE (1983: 307) treffend bemerkt. Außerdem hat der Südrand des Thoron-Gletschers eine geringere Kanalisierung erfahren, da der dort angrenzende Madek Dumda Gletscher aufgrund der niedrigeren Einzugsbereichshöhe erst nach der Ausbreitung des Thoron-Gletscher in das Mukti-

nath-Becken vorstieß. Neben solifluidalen Prozessen unterliegen weite Bereiche der Oberfläche des Muktinath-Beckens, bis in die Gegenwart andauernd, teilweise intensiven Überformungen, die auf die hier anstehenden jurazeitlichen Schieferformationen zurückzuführen sind (vgl. KUHLE 1983: 307, FORT 1985: 167). Kombiniert mit einer an zahlreichen Schichtquellen zutage tretenden Wasserführung, die neben dem Austritt brennbaren Gases eine Besonderheit des Muktinath-Heiligtums repräsentieren, kommt es flächenhaft zu schollenartigen gravitativen Rutschungsbewegungen, die sich im Gelände an Rissen, Stufungen oder lobenförmigen Wülsten zu erkennen geben. Sie verformen dabei die ohnehin unscheinbaren Moränenakkumulationen bis hin zur völligen Formaflösung, ein Unterscheidung ursprünglicher Moränensubstrate von reinen Rutschungsdepositionen ist dadurch nicht mehr möglich. Für pedochronologische Untersuchungen kommt hierbei erschwerend hinzu, dass häufig die ursprünglich seit der Moränenablagerung erfolgte Bodenbildung nicht ungestört ablief und die Böden somit ein zu junges Alter wiedergeben.

Mit Ausnahme des großen Moränenkomplexes westlich von Jhon sind daher in der bestehenden Literatur keine Hinweise auf primäre Moränenakkumulationen innerhalb des Muktinath-Beckens zu finden, die eindeutig dem Thoron-Gletscher zugeordnet werden können (KUHLE 1983, IWATA 1984, FORT 1985). Dieser Ufermoränenkomplex weist durch die Unterschneidung des ihn linksseitig flankierenden Flusslaufs starke Erosionserscheinungen auf, die zusätzlich durch erdpyramidale Zerrung begleitet werden (■) in Photo 10 und Photo 11). Die somit noch erosiv zugeschärfte Wallform ermöglicht es nicht, auf ihr einen geeigneten Standort zur Anlage eines Bodenprofils zu finden, mit dessen Hilfe eine bodenkundliche Relativdatierung möglich wäre. Eine ungestörte, kontinuierliche Bodenbildung wird dabei zusätzlich durch sehr ungünstige standortklimatische Gegebenheiten verhindert. Zum einen ist durch die tiefenliniennahe Lage der Moräne, verstärkt durch die breite Ausdehnung des Muktinath-Beckens, davon auszugehen, dass der Standort durch die größtmögliche Entfernung zur niederschlagspendenden konvektiven Talflankenbewölkung von extremer Aridität gekennzeichnet ist, was sich auch in einem äußerst spärlichen Vegetationsbewuchs widerspiegelt. Zum anderen ist die Lokalität durch die exponierte Lage der Moräne, 290 m über der Tiefenlinie (KUHLE 1982a: 27), der auch in den Seitentälern des Kali Gandaki noch relativ starken Talwindzirkulation schutzlos ausgesetzt, wodurch, in Kom-

bination mit der lückenhaften Vegetationsdecke, mit intensiver Winderosion zu rechnen ist.

Im zentralen Bereich des Muktinath-Beckens wurde dennoch ein Standort zur Bodenprofilanlage ausgewählt, um die Möglichkeit eines Vergleichs mit talaufwärtigen Standorten zu bieten. Die Lokalität befindet sich zwischen den Siedlungen Muktinath und Jharkot, etwa 800 m westlich von Muktinath, und wurde ursprünglich für die Untersuchungen im Zusammenhang mit dem Madek Dumda Khola zur Bodenprofilanlage ausgewählt. Hier befindet sich zwischen 3570 und 3700 m NN eine wallartige Erhebung aus Lockermaterial ((●) in Photo 8), die aus einer flächenhaften Ansammlung stark überformter Moränenakkumulationen im nördlichen Madek Dumda Khola nach Westen zu der Anhöhe überleitet, auf der die Siedlung Jharkot thront. Gegenüber dem östlich anschließenden Moränenfeld zeigt diese Form keine Merkmale einer stärkeren Überprägung und Umlagerung. Sie kann als Mittelmoräne zwischen Thoron-Gletscher und Madek-Dumda-Gletscher oder als linke Ufermoräne des Thoron-Gletschers angesprochen werden. Nicht verwechselt werden darf diese Lockergesteinsakkumulation mit den Resten eines sich unmittelbar nördlich anschließenden, ebenfalls in westöstlicher Richtung verlaufenden Felsriegels ((→) in Photo 8), welcher, durch aus dem Erosionsschutt herausragende Felspartien, bis über Muktinath hinaus zu verfolgen ist. Das auf dieser Moräne angelegte Bodenprofil ist mit der Profilnummer 9 versehen (vgl. Figur 10). Durch die Lage innerhalb des Muktinath-Beckens ist natürlich auch an diesem Standort von geringen Niederschlagsmengen auszugehen, die ungefähr der im nahe gelegenen Muktinath verzeichneten mittleren Jahressumme von 352 mm entsprechen dürften. Im Vergleich zu den als arider einzustufenden Standortverhältnissen westlich von Khinga und im Bereich des Moränenkomplexes westlich von Jhon, sind hier aber zumindest etwas bessere Bedingungen für die Bodenentwicklung zu erwarten. Um im Umfeld des Muktinath-Beckens auch einen hochglazialen Moränenstandort mit für die Bodenbildung noch günstigeren Feuchtigkeitsverhältnissen zum Vergleich in die Untersuchung mit aufnehmen zu können, wurde ein weiteres Bodenprofil, mit der Profilnummer 8, auf einer Ufermoräne ((■) in Photo 18) in dem namenlosen, hier als Dhanladada Khola bezeichneten Tälchen ((d) in Photo 8) zwischen dem Jhamlunba Khola und dem Dhanladada Pass angelegt. Diese rechte Laterofrontalmoräne weist bei einer maximalen Einzugsbereichshöhe von 4080 m NN ein Gletscherende in etwa 3850 m NN aus. Dem Gletscher wird in

dieser Arbeit der Name Dhanladada-Gletscher zugewiesen. Aufgrund der etwas größeren absoluten Höhe sowie der talflankennahen Position ist hier von höheren Niederschlägen im Vergleich zum zentralen Muktinath-Becken auszugehen, was sich durch das Auftreten von Pflanzengesellschaften der mäßig feuchten bis mäßig trockenen Mattenstufe zu erkennen gibt (vgl. MIEHE 1982).

Im unmittelbaren Mündungsbereich des Thoron Khola in das Muktinath-Becken, unterhalb der Einmündung des Linken Thoron Khola Seitentals, befinden sich am orographisch linken Hang, direkt oberhalb einer den Talboden verfüllenden glazifluvialen Schotterflur ((●) in Photo 19), zwei Akkumulationen ((↓) und (✓) in Photo 19), die von KUHLE (1983: 63) und IWATA (1984: 27) als Moränen charakterisiert werden. Die höher gelegene, sich über etwa 300 m leicht talabwärts geneigt den Hang entlangziehende Moräne, wird bei KUHLE (1983: 63), mit einer Höhe von bis zu 172 m über dem auf 3800 m NN liegenden Talboden, als spätglaziale Ufermoräne des Taglung-Stadiums (II, vgl. Tabelle 1) eingeordnet, da ein Gletscher dieser Mächtigkeit nicht weit ins Muktinath-Becken vorgestoßen sein kann und oberhalb der Moräne an der Talflanke eine „*schliffbordartige Verflachung mit Ufermoränenstreu*“ (KUHLE 1983: 64) ((←) in Photo 19) ein älteres Vergletscherungsstadium erkennbar werden lässt. Ein Versuch, diese Moränenreste im Schliffbordbereich bodenkundlich zu untersuchen musste nach Begehung des Standortes verworfen werden, da der auf die Verflachung eingestellte lokale Hangschutt und die Kleinflächigkeit der Formen eine kontinuierliche Bodenbildung verhindert haben. Die darunter liegende langgezogene Ufermoräne hingegen stellte sich als geeigneter Standort zur Anlage eines Bodenprofils heraus, welches im folgenden als Bodenprofil 2 bezeichnet wird. Die relativ breite Oberfläche der Akkumulation wird zwar im talaufwärtigen Bereich auch gelegentlich von Schutt aus dem hier relativ instabilen und steilen Oberhang erreicht, der talabwärtige Bereich jedoch weist durch den zum Talausgang hin niedriger und flacher werdenden Oberhang eine vergleichsweise ungestörte Oberfläche auf. Darauf weisen auch die flachen, noch gut erkennbaren, hangparallelen Wallstrukturen auf der Oberfläche hin, die vermutlich durch kleinere Zwischenstadiale bei der Moränenanlage entstanden sind (vgl. KUHLE 1983: 63). Das Bodenprofil wurde in diesem talabwärtigen Bereich auf dem äußersten, d.h. am weitesten von der Talflanke entfernten Wall angelegt, um die Wahrscheinlichkeit einer eventuellen Überprägung der Moränenoberflä-

che zu minimieren. Die deutlich kleinere Moräne, welche der zuvor beschriebenen, in deren talauswärtigstem Bereich, in einem niedrigeren Niveau seitlich vorgelagert ist, wurde von KUHLE (1983: 63) seinem nächst jüngeren spätglazialen Dhampu-Stadium (III, vgl. Tabelle 1) zugeordnet. Diese sehr viel steilere und von tiefen Runsen durchzogene Form stellt vermutlich nur den Rest einer einst deutlicher ausgeprägten Moräne dar. Da aufgrund des Lagebezugs für diese Moräne ein mit der über ihr befindlichen und deutlich besser erhaltenen Ufermoräne vergleichbares Alter angenommen werden kann, wurde von einer Bodenprofilanlage auf dieser stark erodierten Akkumulation abgesehen.

Direkt gegenüberliegend, an der orographisch rechten Talflanke, finden sich im unteren Hangdrittel vermutlich Reste einer Moränenverkleidung ((■) in Photo 20), die von flacher geneigten, aus kleinen Runsen herableitenden, jüngeren lokalen Schuttkörpern ((▲) in Photo 20) überlagert werden. Während die vermutlich spätglazialen Moränenreste unter die von KUHLE (1983: 308) als frühneoglazial (Nauri-Stadium (V), vgl. Tabelle 1) eingestufte Schotterflur ((●) in den Photos 19 und 20) abtauchen, sind die Schuttkörper auf diese eingestellt und folglich jüngeren Datums. Da diese allenfalls in Resten überlieferten Moränen nicht zweifelsfrei als solche zu diagnostizieren waren und durch die starke Oberflächenneigung die Gefahr einer nachträglichen Überformung groß ist, war auch hier eine Bodenprofilanlage nicht ratsam. Aufgrund des im gleichen Talquerprofil und Höhenniveau abgelagerten Materials, ist hier ohnehin eine mit der gegenüber liegenden Moräne, auf der Bodenprofil 2 angelegt wurde, identische Altersstellung zu erwarten. Bezüglich der absoluten Zeitstellung ist in diesem Zusammenhang noch darauf hinzuweisen, dass IWATA (1984: 27) die Moränenreste im Austrittsbereich des Tales ins Mukti-nath-Becken noch wie die große Moräne westlich von Jhon als frühletztglazial einstuft, die talbodenfüllende Schotterflur datiert er ins Spätglazial.

Vorbei an der Einmündung des Linken Thoron Khola Seitentals, lässt sich eine die Talsohle bedeckende Schotterflur ((●) in den Photos 19 und 20) talaufwärts bis an den Fußbereich der, zuvor bereits beschriebenen, im Talbodenbereich als tallängsverlaufende Wallform aufragenden, Festgesteinsinformation in 4000 m NN verfolgen. Moränenakkumulationen sind in diesem Talabschnitt an der Oberfläche nicht überliefert (vgl. KUHLE (1983: 308)). Der Festgesteinsrücken ((◆) in Photo 13) wird an beiden Seiten durch postglazial eingeschnittene Tiefenlinien begrenzt. Während das talabwärtige Ende frei von

Schuttbedeckung das Anstehende zu erkennen gibt, ist der Wall talaufwärts von 4200 m mit zunehmender Intensität von stadialartig gestaffelten Moränen bedeckt, ehe er in den Glazialsedimenten versinkt. Die tiefstgelegenen, im Bereich des Walls überlieferten Moränen werden von KUHLE (1983: 308) dem frühesten Neoglazial (Nauri-Stadium (V), vgl. Tabelle 1), von IWATA (1984: 27) und FORT (1985: 167) dem Spätglazial zugewiesen. Hinsichtlich der von den Talflanken isolierten Lage des Felsrückens im zentralen Talboden stellt sich die Frage nach seiner Entstehung. Bei KUHLE (1983: 308) findet sich hierzu im Zusammenhang mit der jüngeren Vergletscherungsgeschichte stehend folgender Erklärungsansatz: Nachdem der spätglaziale Thoron-Gletscher in diesem Talabschnitt noch den gesamten Talboden ausfüllte und erst deutlich weiter talabwärts endete, stieß er im frühesten Neoglazial nur noch bis zur Höhe des heutigen Felsrückens vor und hatte sich dabei in zwei Zungen getrennt, die einerseits im Gebiet um den Yakwakan, andererseits im Gebiet um den Khatunkan ihren Ursprung hatten. Wurden die Teilströme im talaufwärtigen Abschnitt durch eine mächtige Mittelmoräne getrennt, bewirkten talabwärts ursprünglich subglazial angelegte Schmelzwasserrinnen die Zweigliederung des Gletschers und sorgten so für die Herauspräparierung des Felsrückens. Ein alternativer Ansatz soll hier auf der Basis strukturmorphologischer Überlegungen, ergänzt durch klimamorphologische Gesichtspunkte, eingeführt werden. Talaufwärts des zentralen Felsrückens ragen aus der orographisch linken Talflanke nachfolgend zwei Felsgrate bis weit in das Tal hinein, die den vorzeitlichen Gletscherstrom aus dem Khatunkan-Gebiet zur orographisch rechten Talflanke hin abdrängten, wo dieser sich mit dem Gletscherstrom aus dem Yakwakan-Gebiet zu einer Gletscherzunge vereinigte. Bedingt durch diese Richtungsvorgabe wurde der Gletscher, im Zuge des postglazialen Rückschmelzprozesses schmaler werdend und durch die unterschiedliche Resistenz der im Talbodenbereich in enger Folge talparallel streichenden geologischen Schichten vorgezeichnet, auf Höhe des heutigen Felsrückens zwischen diesem und der orographisch rechten Talflanke kanalisiert. Später wurde die Tiefenlinie durch fluviale Einschnidung auf das heutige Niveau eingetieft. Die zweite Tiefenlinie, welche den Felsrücken von der orographisch linken Talflanke trennt, ist weniger prägnant ausgeprägt. Ihre Herausbildung lässt sich nach dem Rückzug des Gletschers aus diesem Talabschnitt ebenfalls im Ursprung über die unterschiedliche Schichtresistenz der geologischen For-

mationen und im weiteren Verlauf über das, durch die aus der linken Talflanke vorspringenden Grate separierte Einzugsgebiet und eine entsprechend separierte Abflussbahn erklären. Aufgrund der vergleichsweise niedrigen Einzugsbereichshöhe dürfte diesem Tälchen dabei zwischenzeitlich, nach der Beschränkung des Haupttalgletschers auf die orographisch rechte Talhälfte, die Eigenschaft eines orographisch linken Ufertals dieses Gletschers zugefallen sein. Vergletscherungsgeschichtlich zusammengefasst wird also bei diesem alternativen Ansatz von nur einer Gletscherzunge ausgegangen, die sich in der orographisch rechten Talhälfte befand. Bezüglich der Entstehung insbesondere der orographisch linken Tiefenlinie wird anstelle der subglazial-fluvialen eine strukturgeologisch-fluviale Anlage vermutet. Zu betonen ist hierbei, dass die zuvor erwähnte Zeitstellung (KUHLE 1983: 308) der Freilegung bzw. Herauspräparierung des Felsrückens, sowie der Akkumulation der tiefsten Moränen in diesem Talabschnitt, von diesem alternativen Erklärungsansatz unberührt bleibt. Das Auffinden einer geeigneten Lokalität für die bodenkundliche Analyse der tiefsten Moränen im Umfeld des Felsrückens gestaltete sich als schwierig, da die glazialen Depositionen standortbedingt zumeist intensiver fluvialer und periglazialer Überprägung ausgesetzt waren und somit eine ungestörte Bodenentwicklung nicht zu erwarten ist. Die tiefenliniennahe, rundhöckerartige Felsformation selbst bietet jedoch einen interessanten Alternativstandort. Wie bereits erwähnt, nimmt KUHLE (1983: 308) an, dass der gesamte Felsrücken letztmals im späten Spätglazial (Sirkung-Stadium (IV), vgl. Tabelle 1) vom Gletscher überflossen wurde, ehe im frühen Neoglazial (Nauri-Stadium (V), vgl. Tabelle 1) durch die flankierende fluvioglaziale Einschnidung seine Herausbildung und die Deposition der ihn umgebenden Moränen erfolgte. Es ist also davon auszugehen, dass mit dem Zurückschmelzen des Gletschers am Ende des ausgehenden Spätglazials und der resultierenden Freilegung der Felsrückens die Bodenbildung an diesem Standort einsetzte. In einem flacheren, erosionsgeschützten Abschnitt des Felsrückens in ca. 4200 m NN Höhe wurde daher das Bodenprofil 3 ((x) in Photo 13) im anstehenden Schiefer angelegt. Relativchronologisch stimmen diese Überlegungen mit den Ergebnissen von IWATA (1984: 27) und FORT (1985: 167) überein, absolutchronologisch allerdings siedeln diese das Geschehen im Übergang vom späten Hochglazial zum Spätglazial an. Weiter talaufwärts erstreckt sich bis zur Passhöhe des Thoron La (5402 m NN) ein Talabschnitt, wel-

cher von zahlreichen Moränen weitflächig bedeckt wird. Eine sehr detaillierte Beschreibung und Gliederung findet sich bei KUHLE (1982a: Photo 44 und 45, 1983: 309), der bis zu den Rändern der rezenten Gletscher mehrere neoglaziale und historische Gletscherstände unterscheidet, während FORT (1985: 167) diese Moränen in spät- und neoglaziale Stadien unterteilt. Aufgrund der großen absoluten Höhe dieser Moränen, die erst oberhalb von 4700 m NN auftreten, wurde auf eine bodenkundliche Analyse verzichtet. Die in diesen Höhen stattfindende Bodenbildung verläuft durch das periglaziale Milieu zu extensiv und langsam, um insbesondere bei jungen Depositionen eine ausreichende Differenzierung zu ermöglichen, da der altersabhängige Grad der Bodenentwicklung vom Phänomen der höhenbedingt abnehmenden Bodenentwicklungsgeschwindigkeit stark überlagert wird. Durch letzteres wird der Versuch der pedochronologischen Relativdatierung von Moränen im Spezialfall des Vergleichs von Böden aus sehr hochgelegenen, klimatisch bedingten pedogenetischen Ungunststandorten mit solchen aus tieferen Höhenstufen sogar in seinem methodischen Ansatz ad absurdum geführt.

Der Unterlauf des Linken Thoron Khola Seitentals ist gekennzeichnet durch eine steile Kerbtalform, an deren Flanken fast überall das Anstehende unmittelbar zutage tritt. An einer Position etwa 600 m talaufwärts der Mündung in das Thoron Khola ist allerdings am orographisch linken Hang, in einer Höhe von 4090 m NN und 155 m über der rezenten Taltiefenlinie, eine kleine Terrassenleiste ausgebildet ((■) in Photo 6 und 21), die KUHLE (1982a: Abb. 39) dem frühesten Neoglazial (Nauri-Stadium (V), vgl. Tabelle 1) zuordnet. Bei genauerer Betrachtung der Terrasse sind an dessen Außenhang Reste einer Wallform erhalten ((x) in Photo 21), die als Ufermoränenwall verständlich werden. Diese Wallform wurde als Standort zur Anlage des Bodenprofils 1 gewählt, da der gute Erhaltungszustand und die relativ große Distanz zum eigentlichen Talhang für eine geringe Über- und Umlagerung des Substrates sprechen. Weiter talaufwärts sind, vergleichbar mit dem oberen Thoron Khola, mächtige Moränenakkumulationen anzutreffen, die den sich zu einem Talkessel weitenden Talbodenbereich nahezu vollständig ausfüllen ((♦) in Photo 6). Aufgrund der für die Bodenentwicklung grenzwertigen absoluten Höhenlage dieser Akkumulationen, wurde auch hier aus bereits genannten Gründen von der Anlage eines Bodenprofils abgesehen. Entsprechend der Vergleichbarkeit der Einzugsbereichshöhe und der Höhenposition der Moränen werden diese - wie im

Thoron Khola - von KUHLE (1982a: Abb. 39) dem späten Neoglazial und historischen Gletscherständen zugeordnet, während FORT (1985: 167) auch hier die Moränen ins Spät- und Neoglazial stellt. IWATA (1984: 27) verzeichnet auf seiner Kartierung keinerlei Moränen im gesamten Linken Thoron Khola Seitental, postuliert aber eine generelle Kar- bzw. Trogtalgestalt für das gesamte Nebental.

Fasst man die glazialgeomorphologischen Befunde zusammen, so finden sich im Einzugsbereich des Thoron Khola die tiefstgelegenen eindeutigen primären Moränenakkumulationen, bis auf 3245 m NN herabreichend, im unteren Muktinath-Becken westlich von Jhon. Im talaufwärtigen Bereich des Muktinath-Beckens sind zwar zahlreiche Akkumulate moränischen Ursprungs erhalten, jedoch sind diese aufgrund der weitläufigen Beckentopographie morphologisch nur schwach ausgeprägt und wurden außerdem im Zuge von Schieferfließungen stark überformt. In den engeren Talgefäßen des Thoron Khola und des Linken Thoron Khola Seitentals trifft man hingegen auf eine größere Zahl primär abgelagerter Moränenakkumulationen, die sich, aufgrund der Lagebeziehung und der Rekonstruktion der Schneegrenze in verschiedene Stadien gliedernd, bis zu den rezenten Gletscherenden verfolgen lassen. Aus verschiedenen Gründen gestaltete sich das Auffinden geeigneter Standorte zur Bodenprofilanlage mit dem Ziel der pedochronologischen Relativdatierung als sehr problematisch. Im unteren Muktinath-Becken lassen die extrem ariden Bedingungen eine ausreichende Bodenbildung nicht zu, während im oberen Muktinath-Becken neben den auch hier noch relativ geringen Niederschlägen eine starke Überformung der Akkumulationen eine notwendige ungestörte Bodenbildung nicht gewährleistet. Trotzdem wurde mit Bodenprofil 9 hier, an einem relativ stabilen Ufermoränenwall, ein Profil angelegt, um zumindest einen Referenzstandort in diesen ältesten Moränenfunden zur Verfügung zu haben. Einfacher gestaltete sich die Suche nach Bodenprofilstandorten in den Unterläufen der engeren Talgefäße talaufwärts des Muktinath-Beckens, was hier zur Anlage der Profile 1, 2 und 3 auf Moränen bzw. glazigen überformten Oberflächen unterschiedlicher Vergletscherungsstadien führte. In den höher gelegenen Bereichen wurde trotz des Vorhandenseins zahlreicher Moränen auf die Anlage von Bodenprofilen verzichtet, da das kalte Klima eine ausreichende Bodenbildung auch über längere Zeiträume nicht ermöglicht und die pedochronologische Datierung als Methode nicht mehr greift. Um den Vergleich der bodenkundlichen Ergebnisse in Bezug auf die

ältesten Moränenakkumulationen trotz der problematischen Standortbedingungen von Bodenprofil 9 etwas besser abzusichern, wird ergänzend Bodenprofil 8 herangezogen, welches auf einer hochglazialen Ufermoräne eines Nachbartälchens im deutlich humideren Bereich des Muktinath-Beckens angelegt wurde.

5.1.2 Zum Verlauf der rezenten und vorzeitlichen Schneegrenze im Thoron Khola, Linken Thoron Khola Seitental und Dhanladada Khola

Die Werte der Schneegrenzhöhen sowie die Werte der vorzeitlichen Schneegrenzdepressionen der Methoden Höfer, Kuhle und Louis sind für das Thoron Khola zum Vergleich in Figur 13 gegenübergestellt. Neben den vier rezenten Gletschern wurden bei den Berechnungen in Anlehnung an die Standorte der Bodenprofile 2, 3 und 9 drei vorzeitliche Gletscherstadien berücksichtigt, denen nach der Auswertung dieser Berechnungen und einem Vergleich mit den Ergebnissen von KUHLE (1980, 1982a: 154-160) die Stadienfolge V, IV und I (vgl. Tabelle 1) zugeordnet wurde.

Der rezente Yakwakan-S-Gletscher reicht vom Yakwakan-Hauptgipfel in 6482 m NN nördlich des Thoron La in Südexposition bis auf 6160 m NN herab, ehe er an einer Felsstufe auf breiter Front unvermittelt abbricht (Photo 5). Die Ergebnisse der Schneegrenzeberechnung liegen mit 6284-6321 m NN aufgrund der geringen Gletscherausdehnung in einem engen Schwankungsbereich. Bedingt durch die Einbeziehung des Basiswertes in die mittlere Gipfelhöhe und der, durch die konstante Höhe der Kammumrahmung des plateauartigen obersten Einzugsgebietes, vergleichsweise hohen mittleren Kammumrahmung, ergibt die Methode Kuhle, entgegen des üblichen Verteilungsmusters, eine tiefere Schneegrenze als die Methode Höfer. Der reliefspezifische Korrekturfaktor der Methode Kuhle bewirkt lediglich eine Anhebung der Schneegrenze um 3 m (Figur 15), da die, aus der geringen Nährgebietsneigung resultierende, positive Korrektur durch die, aus der abbrechenden Gletscherfront (Gletschergruppe IV, Tabelle 2) resultierende, negative Korrektur kompensiert wird. Betrachtet man die absolute Höhe des Schneegrenzwertes der Methode Kuhle, so liegt diese mit etwa 6284 m NN deutlich höher als die von KUHLE (1982a: 168) mit 5615 m NN angegebene mittlere rezente klimatische Schneegrenze der Dhaulagiri- und Annapurna-Nordabdachung. Der

Grund hierfür muss neben der Südexposition des Gletschers in der durch die extreme Steilstufe bedingten, abbrechenden Gletscherfront gesucht werden, die offensichtlich auch durch den Korrekturfaktor in der Methode Kuhle nicht ausreichend kompensiert werden kann. Die Südexposition dürfte auch dazu beitragen, dass die an der Gletscherfront abbrechenden Eismassen am ebenfalls südexponierten Hangfußbereich keine regenerierte Gletscherzunge zu bilden vermögen. Hinzu kommt, dass der Übergang zur weiten Ebene der Passhöhe des Thorn La eine hierfür vorteilhafte Kanalisierung der Eismassen nicht ermöglicht. Die flächendeckend im gesamten Einzugsgebiet ausgebildete Gletscherfront ist ein klares Indiz dafür, dass der rezente Gletscher vollständig oberhalb der rezenten orographischen Schneegrenze liegen muss und daher zur Bestimmung der orographischen Schneegrenze gänzlich ungeeignet ist.

Der Khatunkan-NW-Gletscher hat als einziger der drei rezent aus dem Khatunkanmassiv nach Norden herableitenden Gletscher Anschluss an die mit 6484 m NN höchste Erhebung des Massivs und reicht in nordwestlicher Richtung bis auf 5560 m NN hinunter (oberhalb (■) in Photo 2). Auch dieser Gletscher weist ein plötzlich abbrechendes Gletscherende auf, was sich aber, zumindest für einen Teil des Gletschers, durch dessen Position weit unterhalb der rezenten Schneegrenze auf deren Berechnung nicht so eklatant auswirkt wie beim gegenüberliegenden Yakwakan-S-Gletscher. Bedingt auch durch die strahlungsgeschützte Nordwestexposition ergibt sich daher mit 5825 m NN eine deutlich tiefere Höhe der rezenten Schneegrenze. Durch diese geschützte Lage ist es möglich, dass die an der Gletscherfront abgehenden Gletscherlawinen am Hangfußbereich eine regenerierte Gletscherzunge ausbilden und so das rezente Gletscherende deutlich tiefer liegt, wie dies die Ausführungen bei KUHLE (1983: 310) zeigen. Da im Rahmen dieser Arbeit eine genauere Untersuchung dieses Tatbestandes und die exakte Lokalisierung des schuttbedeckten Gletscherendes nicht erfolgen konnte, wurden die Schneegrenzhöhen auf Basis der tiefstgelegenen Abbruchkante in 5560 m NN berechnet, um so zumindest eine gesicherte maximale Höhe der Schneegrenze bestimmen zu können. Auch beim Khatunkan-NW-Gletscher liefert die Methode Kuhle eine tiefere Schneegrenze als die Methode Höfer. Das in Figur 15 dargestellte Tallängsprofil macht deutlich, dass das Gletschernährgebiet gegenüber dem Zehrgebiet deutlich stärker geneigt ist, was eine Absenkung der über die Methode Kuhle ermittelten Schneegrenzhöhe zur

Folge hat. Der über Gletschergruppe IV (vgl. Tabelle 2) eingehende Abbruch der Gletscherfront verstärkt diesen Effekt noch, sodass die resultierende reale Schneegrenze 82 m tiefer liegt als die rechnerische Schneegrenze (Figur 15).

Der nordexponierte rezente Khatunkan-N-Gletscher leitet auch von der höchsten Erhebung des Khatunkanmassivs herunter, sein Einzugsgebiet ist von dieser jedoch durch einen kleinen Grat getrennt und erreicht daher nur eine Höhe von 6320 m NN. Zwar brechen auch hier Teile der Gletscherfront über einer Steilstufe markant ab, an der orographisch linken Seite leitet allerdings eine vollständig ausgebildete Gletscherzunge bis auf 5240 m NN herab ((■) in Photo 3). Eine deutliche muldenförmige Verflachung im unteren Teil des Nährgebiets (vgl. Photo 3) und eine Steilstufe innerhalb des Zehrgebiets bewirken, über die negative Winkeldifferenz und ergänzt durch die Kanalisierung der Gletscherzunge, trotz der geringen Schuttbedeckung des Gletschers (Gletschergruppe I, Tabelle 2) insgesamt eine deutliche Korrektur der rechnerischen Schneegrenze über den FSD in der Methode Kuhle um + 96 m auf 5757 m NN (Figur 15), wodurch diese weit in Richtung des Wertes der Methode Louis (5780 m NN) verschoben ist.

Exponiert nach Nordosten reicht der Khatunkan-NE-Gletscher von einem östlichen Vorgipfel des Khatunkanhauptgipfels aus 6144 m NN bis auf 5400 m NN in den Bereich der Passhöhe des Thoron La herab. Da hier die Steilstufen im Tallängsprofil nicht so extrem ausgebildet sind, kommt es nur an wenigen Stellen zu einem Abbruch des Gletscherendes und eine relativ breite Zunge bildet das unterste Gletscherende aus (Photo 4). Bei nahezu identischen Werten für die Gletscherobergrenze in den Methoden Höfer und Kuhle, bewirkt der reliefspezifische Korrekturfaktor FSD der Methode Kuhle eine tiefere Schneegrenzhöhe bei dieser. Ein deutlich steileres Nähr- als Zehrgebiet und die geringe Schuttbedeckung des Ablationsgebiets führen, trotz der kanalisierten Gletscherzunge (Gletschergruppe I, Tabelle 2), über den FSD zu einer korrektiven Reduktion um 34 m (Figur 15) auf eine Schneegrenzhöhe von 5645 m NN.

Um eine repräsentative rezente Schneegrenzhöhe für die Berechnung der vorzeitlichen Schneegrenzdepressionen ermitteln zu können, sollen die Ergebnisse der Einzelgletscher zunächst verglichen werden. Auf die Einbeziehung des Yakwakan-S-Gletschers kann dabei aufgrund seiner zuvor erwähnten extremen Eigenschaften verzichtet werden. Da für den Khatunkan-NW-Gletscher nur die maximale

Schneegrenzhöhe ermittelt werden konnte und diese deutlich über denen für die direkt benachbarten Gletscher gleicher Exposition liegt (Figur 13), wird auch dieser Gletscher nicht in die Betrachtung einbezogen. Der Kahtunkan-N-Gletscher und der Khatunkan-NE-Gletscher weisen neben vergleichbarer Exposition beide einen sehr ähnlichen Gletschertypus auf mit kurzen Gletscherzungen, die gerade so den flachen Talbodenbereich des Thoron Khola erreichen. Entsprechend liegen die Schneegrenzwerte der Methode Louis für beide Gletscher mit 5780 und 5772 m NN nur acht Meter auseinander und auch bei der Methode Höfer beträgt bei Werten von 5630 und 5677 m NN die Differenz nur 47 m. Die Werte der Methode Kuhle variieren hingegen bei 5645 und 5757 m NN mit mehr als 112 m deutlich stärker. Erst durch die Berücksichtigung des gegensätzlichen Größenverhältnisses von Nähr- und Zehrgebietswinkel wird hier also ein nennenswerter Unterschied erkennbar. Da die Exposition ebenso wie das Klima aufgrund der unmittelbaren Nachbarschaft als in diesem Zusammenhang identisch zu betrachten ist, lässt sich der höhere Schneegrenzwert des Khatunkan-N-Gletschers am wahrscheinlichsten über ein den äußeren Bedingungen nach zu hoch gelgenes Gletscherende erklären. Ein Grund hierfür könnte in der weniger strahlungsgeschützten Lage des flachen, muldenförmigen Teilstücks des Khatunkan-N-Gletschers zu suchen sein, welche der durch die generelle Nordexposition gegebenen Gletscherernährungsgunstlage entgegenwirkt. Das gleiche gilt auch für das unterste Gletscherende, welches durch das höhere Einzugsgebiet des Khatunkan-N-Gletschers tiefer herunter auf den flachen Talbodenbereich der Thoron-La-Passhöhe reicht und so im Vergleich zum Gletscherende des Khatunkan-NE-Gletschers weniger stark vom expositionsbedingten Strahlungsschutz der Talflanke profitieren kann.

Für die Ermittlung einer repräsentativen rezenten Schneegrenzhöhe eignen sich nur der Khatunkan-NE- und der Khatunkan-N-Gletscher, deren mittlere Schneegrenzhöhe daher zur Berechnung der Schneegrenzdepression vorzeitlicher Gletscherstadien herangezogen wird. Da beide überwiegend bis ausschließlich nordexponiert sind, muss dabei mit einer im Vergleich zur klimatischen Schneegrenze höheren orographischen Schneegrenze gerechnet werden. Für die Berechnung der vorzeitlichen Schneegrenzen und Schneegrenzdepressionen bei der Methode Louis geht nur der höher hinaufreichende Khatunkan-N-Gletscher ein, damit der Bezug zum höchsten Gipfel möglich ist. Die mittlere rezentte Schneegrenze liegt nach der Methode Höfer

bei 5654 m NN, nach der Methode Kuhle bei 5701 m NN und nach der Methode Louis bei 5776 m NN. Zwar liegen diese Werte etwas höher als die von KUHLE (1982a: 168) für die gesamte Region auf der Nordabdachung des Hohen Himalaja angegebene mittlere rezentte Schneegrenze von 5615 m NN, allerdings stimmen sie gut mit dem Mittelwert aus den dort ebenfalls genannten rezenten Schneegrenzwerten des Khatunkan-N- und Khatunkan-NE-Gletschers (dort Mittlerer Deriatse-N-Gletscher und E-lichster Deriatse-N-Gletscher) überein, der bei 5746 m NN liegt.

Das dem neoglazialen Stadium V (Tabelle 1) zugeordnete Gletscherende im Thoron Khola befindet sich oberhalb des Standorts von Bodenprofil 3 zwischen der orographisch rechten Talflanke und dem im Talzentrum liegenden Felsrücken auf einer Höhe von 4200 m NN (Figur 10). Über die Methode Kuhle ergibt sich hierbei eine Schneegrenzhöhe von 5233 m NN, die Depression beträgt 468 m (Figur 13). Für das Vergletscherungsstadium IV, durch welches zuletzt der Felsrücken vom Eis vollständig überfahren wurde, auf dem das Bodenprofil 3 angelegt wurde, vermutet KUHLE (1983: 308) eine Eisrandlage nahe der Mündung des Thoron Khola in das Muktinath-Becken (Figur 10). Die Höhe des Gletscherendes wird daher für die Schneegrenzberechnung bei 3800 m NN angenommen, wodurch sich über die Methode Kuhle bei einer Schneegrenzhöhe von 5047 m NN eine Absenkung der Schneegrenze von 654 m ergibt (Figur 13). Die tiefste erhaltene Eisrandlage, die eindeutig dem Gletscher des Thoron Khola zugeschrieben werden kann, befindet sich am unteren Ende des Muktinath-Beckens in 3245 m NN und ist mit Stadium I dem frühen Spätglazial zugeordnet. Berechnungen mittels der Methode Kuhle führen hier bei Annahme einer schuttbedeckten, kanalisierten Gletscherzunge, durch Verwendung von Gletschergruppe II (Tabelle 2) im FSD berücksichtigt, zu einer Schneegrenze in 4702 m NN und einer Schneegrenzdepression von 999 m (Figur 13). Alternativ wurde aufgrund der Öffnung des engen Talgefäßes in das Muktinath-Becken über Verwendung der unkanalisierten Gletschergruppe IV (Tabelle 2) eine Schneegrenze in 4375 m NN und eine Schneegrenzdepression von 1326 m errechnet. KUHLE (1983: 64) rekonstruierte über Schliiffgrenzen an der orographisch linken Talflanke eine Mindestmächtigkeit des Gletschers von 350 m für dieses Stadium. Da eindeutige geomorphologische Hinweise für die Gletschermächtigkeiten in Stadium IV und V fehlen, wurden diese, unter Berücksichtigung der zuvor genannten, und

einer über eine Ufermoräne rekonstruierbaren Mindestgletschermächtigkeit von 172 m (KUHLE (1983: 63) für das Stadium II, auf 120 m und 80 m geschätzt.

Bei einem Vergleich der Methoden (Figur 13) soll für Stadium I bei der Methode Kuhle zunächst nur die über Gletschertyp II berechnete Schneegrenze Berücksichtigung finden. Zwar liefert erwartungsgemäß bei den berechneten vorzeitlichen Stadien entsprechend ihrer unterschiedlichen Gletscherobergrenze die Methode Höfer die niedrigsten und die Methode Louis die höchsten Werte für die Schneegrenze, die Methode Kuhle aber lässt, besonders bei den Stadien V und IV, vergleichsweise hohe Werte erkennen, die nahe denen der Methode Louis liegen. Bei den Schneegrenzdepressionen führt dies für diese Stadien sogar dazu, dass sich nicht - wie eigentlich zu erwarten - bei der Methode Louis, sondern bei der Methode Kuhle die niedrigsten Werte finden. Der hohe Verlauf der Schneegrenze in der Methode Kuhle ist auf eine deutliche korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze zurückzuführen, die bei allen drei Stadien etwa 200 m beträgt (Figur 15). Eine Erklärung hierfür findet sich in der Gletschertypologie. Für den vorzeitlichen Gletscher ist, aufgrund des steileren und engeren Talverlaufs unterhalb der Passhöhe des Thoron La, von einer deutlich stärkeren Kanalisierung und Schuttbedeckung auszugehen. Aus diesem Ablationsschutz resultiert eine höhere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen, welche durch Anhebung der rechnerischen Schneegrenze in der Methode Kuhle, infolge der Verwendung von Gletschergruppe II (Tabelle 2) beim FSD, zum Ausdruck kommt. Für die Stadien V und IV ist ein weiterer Grund für die korrektive Anhebung der Schneegrenze im Verlauf des Gletscherlängsprofils zu suchen (Figur 15). Durch die Lage des unteren Nährgebiets im Bereich der plateauartig verflachten Umgebung der Passhöhe des Thoron La und des Nährgebiets in der sich unterhalb anschließenden Steilstufe (vgl. Figur 11), ist in diesen beiden Stadien das Nährgebiet geringer geneigt als das Zehrgebiet, was ebenfalls zu einer höheren Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen führt. Diese wird durch die, aus der Einbeziehung der negativen Winkeldifferenz in den FSD resultierenden, Anhebung der rechnerischen Schneegrenze simuliert. Durch die Einbeziehung des deutlich flacher verlaufenden Muktinath-Beckens in das Zehrgebiet, ist dieses in Stadium I mit $12,95^\circ$ hingegen weniger stark geneigt als das Nährgebiet ($14,91^\circ$), was isoliert betrachtet über die positive Winkeldifferenz zu einer Absen-

kung der rechnerischen Schneegrenzhöhe führen würde, um der für diesen Gletscherlängsprofilverlauf typischen tieferen Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen gerecht zu werden. Die gletschertypologisch bedingte Anhebung der rechnerischen Schneegrenze ist in diesem Stadium jedoch wirksamer, sodass dessen Überkompensierung in der Summe zu einer Anhebung der rechnerischen Schneegrenze um 194 m führt.

Durch eine Reduktion des Nährgebietswinkels zugunsten des Zehrgebietswinkels geht bei der Methode Kuhle für vorzeitliche Vergletscherungsstadien auch die - bei gleicher Eisrandlage - durch die Eigenmächtigkeit des Gletscherkörpers bedingte, vergrößerte Nährgebietsfläche in die Schneegrenzbeziehung mit ein und bewirkt eine korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze. Dass dieser Faktor bezüglich der Lage der Schneegrenze keineswegs unwichtig ist, verdeutlicht ein Vergleich der Nährgebietsflächengrößen in den Figuren 16 a und b. Für Stadium V steigt die Fläche des Nährgebiets durch die Berücksichtigung der Gletscheroberfläche um $1,06 \text{ km}^2$ an, was einer Zunahme von 14 % entspricht. Für Stadium IV liegt die Flächenzunahme durch die hier größere Steilheit zwar mit $1,56 \text{ km}^2$ nur bei 11 %, für Stadium I ist aber mit $3,21 \text{ km}^2$ wieder eine deutlichere Zunahme von 17 % zu verzeichnen.

In seiner absoluten Größenordnung verhält sich der Korrekturfaktor der Schneegrenze in der Methode Kuhle als prozentualer Anteil der Gletschervertikalen proportional zu dieser (vgl. KUHLE 1986b: 44). Da in den Stadien V, IV und I der selbe Gletschertyp Verwendung findet, steigt der auf ihm basierende absolute Anhebungsbetrag der rechnerischen Schneegrenze von Stadium V über IV zu I bei zunehmender Gletschervertikale an. Bei den Winkeldifferenzen wird diese Tendenz hingegen durch deren variierende Größe überlagert, sodass sich mit zunehmender Gletschervertikale zunächst der Anhebungsbetrag verringert, ehe es in Stadium I sogar zu einer Absenkung kommt. Von Stadium V zu Stadium 0 sinkt demnach die Bedeutung der Reliefkonfiguration für die korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze zugunsten des Gletschertyps, während insgesamt das relative Ausmaß der Korrektur zurückgeht (sinkender Betrag des FSD). Dabei gilt es zu berücksichtigen, dass in den Stadien V und IV die höchsten FSD-Beträge aller in dieser Arbeit berechneten vorzeitlichen Schneegrenzen zu finden sind, wodurch die Schneegrenzwerte denen der Methode Louis sehr nahe kommen. Dass dieser Korrekturumfang gerechtfertigt ist und wie deutlich sich die

geringe Neigung des Nährgebietswinkels auf die Größe der Nährgebietsfläche auswirkt, zeigt Figur 16 b: von rezent 1,71 km² steigt die Nährgebietsfläche für Stadium V um über 500 % auf 8,87 km², obwohl hier bereits der Korrekturfaktor Berücksichtigung gefunden hat.

Findet für Stadium I in der Methode Kuhle die schuttreiche, kanalisierte Gletschergruppe II Verwendung, ist aufgrund des Wegfalls der kanalisierend wirkenden Talflanken bei Eintritt in das Mukti-nath-Becken von einem zu hohen Wert der Schneegrenze auszugehen. Da dies jedoch nur den unteren Bereich des Ablationsgebiets betrifft und die benachbarten Gletscherzungen auch hier für eine gewisse Kanalsierung gesorgt haben, ist bei Verwendung der unkanalisierten Gletschergruppe IV ein zu niedriger Wert der Schneegrenze anzunehmen. Für eine chronologische Einordnung dieses Stadiums wird daher der Mittelwert aus beiden Varianten verwendet. Es ergibt sich für Stadium I dann eine Schneegrenzhöhe von 4539 m NN und eine Schneegrenzdepression von 1163 m NN (Anhang 1)

Wie bereits erwähnt, ergeben sich über die Methode Kuhle bei den Stadien V und IV im Vergleich mit der Methode Höfer extrem niedrige Werte für die Schneegrenzdepression (Figur 13). Eine Gegenüberstellung der Methoden mit der Methode Kuhle-Variante-1 (Figur 14) zeigt, dass sowohl die höhere Gletscherobergrenze, als auch der FSD einander ergänzend eine Verringerung der Werte der Methode Kuhle gegenüber derer der Methode Höfer bewirken. Dominierend tritt dabei der FSD in Erscheinung, der in Stadium V 82 % und in Stadium IV 62 % der Verringerung bewirkt. Diese Dominanz ist darauf zurückzuführen, dass sowohl die für das Hochgebirgsrelief untypische geringe Neigung des Nährgebiets, als auch die Einbeziehung der Gletschermächtigkeit und des veränderten Gletschertyps gleichgerichtet eine korrektive Anhebung der Schneegrenze über den FSD und damit eine geringere Schneegrenzdepression in der Methode Kuhle bewirken. Für Stadium I konnte gezeigt werden, dass die Korrektur über den FSD in der Methode Kuhle vor allem über den Gletschertyp gesteuert wird, während der Winkeldifferenz nur geringe Bedeutung zukommt. Da der Thoron-Gletscher in Stadium I sowohl Eigenschaften der Gletschergruppe II als auch solche der Gletschergruppe IV auf sich vereinigte, erscheint aufgrund der großen Bedeutung des Gletschertyps für die Lage der Schneegrenze die Mittelwertbildung aus beiden Alternativergebnissen der Methode Kuhle sinnvoll. Die resultierende Schneegrenzdepression von 1162 m ist quasi iden-

tisch mit der Methode Kuhle-Variante-1. Demnach hebt sich die korrektive Wirkung des FSD durch die Mittelwertbildung auf und die Differenzen zu den Methoden Höfer und Louis lassen sich zu 100 % auf die unterschiedliche Höhe der Gletscherobergrenze zurückführen.

Für die drei untersuchten vorzeitlichen Eisrandlagen des Thoron-Gletschers ergeben sich talabwärts somit Schneegrenzhöhen von 5233 m NN, 5047 m NN und 4539 m NN, sowie Schneegrenzdepressionen von 468 m, 654 m und 1163 m. Aus dem Lagebezug zu einer Reihe weiterer bis zu den rezenten Gletschern zu verfolgender glazigener Formen, sowie aus Schneegrenzberechnungen - mit etwas tieferen als den hier ermittelten Werten - leitet KUHLE (1982a) für die zur Diskussion stehenden Eisrandlagen die Stadienfolge V, IV und I ab. Die an gleicher Stelle (KUHLE 1982a) für die Himalaja-Nordabdachung in dieser Region ermittelten mittleren klimatischen Schneegrenzhöhen für diese Stadien liegen ebenfalls etwas tiefer und die zugehörigen Schneegrenzdepressionen mit 567 m, 717 m und 1248 m etwas höher als die hier berechneten Werte. Eine Begründung hierfür findet sich in der Anlehnung der dort durchgeführten Schneegrenzberechnung an HÖFER (1879), wodurch sich methodisch bedingt zu tiefe Schneegrenzhöhen und zu hohe Schneegrenzdepressionen ergeben. Auch die Verlagerung der Nährgebietsexposition von rezent N auf vorzeitlich NW (Figur 17) könnte eine Erklärung sein. Die relativ geringe Richtungsänderung und die Schattwirkung der südlichen Talflanke lassen allerdings eine zu vernachlässigende Unterschätzung der Schneegrenzdepression vermuten (vgl. KLINGE 2001). Somit kann die für den Thoron-Gletscher von KUHLE (1982a) ermittelte Stadienfolge über die hier berechneten Schneegrenzdepressionen bestätigt werden. Für die tiefste Eisrandlage bei 3245 m NN muss die Einstufung in das spätglaziale Stadium I allerdings mit einem Fragezeichen versehen werden. Da aus geomorphologischer Sicht keine eindeutigen Hinweise für eine tiefere Eisrandlage zu finden sind und talaufwärts im Mukti-nath-Becken keine weiteren Eisrandlagen für einen Vergleich erhalten sind, kann ein hochglaziales Alter nicht gänzlich ausgeschlossen werden. Die Höhe der berechneten Schneegrenzdepression von 1163 m beinhaltet zwar durch die besondere Reliefkonfiguration mit der Öffnung des engen Thoron Khola Oberlaufs in das Mukti-nath-Becken auch eine gewisse Unsicherheit, lässt aber trotzdem auf ein spätglaziales Alter der Eisrandlage schließen. Die absolute Datierung des sich an diese Eisrandlage anschließenden höchsten gla-

zifluvialen Terrassenniveaus ins Spätglazial (HURTADO et al. 2001) bestätigt das Ergebnis der Schneegrenzberechnung und macht die Zuordnung zu Stadium I wahrscheinlich.

Rezent reicht nur der orographisch rechte Oberlauf des Linken Thoron Khola Seitentals hoch genug hinauf, um eine nennenswerte Vergletscherung auszubilden. Die Vergletscherung leitet von der steilen Khatunkan-NW-Flanke aus 6300 m NN bis zum Wandfuß herab (Photo 6), wo eine regenrierte Gletscherzunge das Gletscherende in 5320 m NN bildet. Da die Gletschernährung auf den unmittelbaren Bereich der höchsten Erhebung beschränkt ist, wurde bei der Bestimmung der mittleren Gipfelhöhe in der Methode Kuhle der Basiswert nicht in die Berechnung einbezogen, wodurch die Gletscherobergrenze in Übereinstimmung mit der Methode Louis der Höhe des höchsten Gipfels entspricht. Durch die Korrektur über den FSD liegt die resultierende Schneegrenzhöhe der Methode Kuhle mit 5753 m NN dennoch zwischen den Werten der Methoden Louis (5810 m NN) und Höfer (5606 m NN) (Figur 18). Bei generell sehr starken Neigungswinkeln im gesamten vergletscherten Bereich ist das Nährgebiet knapp 4° steiler als das Zehrgebiet, was zu einer korrektiven Absenkung der rechnerischen Schneegrenze in der Methode Kuhle führt (Figur 20). Durch die Verwendung von Gletschergruppe IV zur Berücksichtigung des Gletscherabbruchs im unteren Steilwandbereich wird dieser Effekt noch verstärkt und resultiert in einer korrektiven Absenkung der Schneegrenze um 57 m.

Für das Gletscherstadium III im Linken Thoron Khola Seitental, dem die Ufermoräne bzw. Ufermoränenterrasse zugeordnet ist, auf welcher Bodenprofil 1 angelegt wurde (■ in Photo 6), soll versucht werden die Schneegrenze zu bestimmen, obwohl die zugehörige Eisrandlage nicht mehr rekonstruierbar ist. Um eine gesicherte maximale Höhe der Schneegrenze zu bestimmen, wird das Gletscherende im Talbodenniveau unterhalb der Ufermoräne angesetzt, da der Gletscher mindestens bis zu dieser Stelle herunterreichte. Danach befand sich die Eisrandlage auf 3935 m NN und über die Höhe der Ufermoräne über der Taltiefenlinie lässt sich eine Mindestmächtigkeit des Gletschers von 155 m rekonstruieren. Über die Methode Kuhle ergibt sich somit eine maximale Schneegrenzhöhe von 5055 m NN, sowie eine minimale Schneegrenzabsenkung von 698 m (Figur 18). Figur 15 und Figur 20 machen deutlich, dass die Reliefkonstellation die gleichen Eigenschaften aufweist wie die der Stadien V und IV im Tho-

ron Khola. Wie dort ausführlich beschrieben, sorgen ein flacheres Nähr- als Zehrgebiet, die Berücksichtigung der Gletschermächtigkeit und die Verwendung der kanalisierten, schuttreichen Gletschergruppe II gleichgerichtet eine deutliche korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze in der Methode Kuhle um 216 m. Daraus folgt, ebenfalls in Übereinstimmung mit den genannten Gletscherstadien des Nachbartals, ein relativ geringer Betrag der Schneegrenzabsenkung, der fast so tief liegt wie der der Methode Louis und deutlich unterhalb des Wertes der Methode Höfer (Figur 18).

Nimmt man für den Gletscher, der bei der bisher definierten Eisrandlage noch 155 m mächtig war, ein um 100 Höhenmeter tieferes Gletscherende an, so verschiebt sich die Schneegrenze, abgeleitet aus ihrer definierten Lage in der Mitte der Gletschervertikalen, um etwa 50 Höhenmeter nach unten (vgl. KUHLE 1988b) und die Schneegrenzdepression vergrößert sich um den entsprechenden Betrag. Abgeleitet aus der berechneten minimalen Schneegrenzdepression von 698 m kann damit eine Absenkung in der Größenordnung von 750 m für dieses Vergletscherungsstadium als wahrscheinlich gelten. Da dieser Betrag fast 100 m größer ist als der des Stadiums IV im benachbarten Thoron Khola, erfolgt eine Zuordnung in das nächst ältere Vergletscherungsstadium III. Da die Nährgebietsexpositionen des rezenten und vorzeitlichen Gletschers gleichermaßen vornehmlich in NW-Richtung weisen (Figur 16), ist ein Einfluß dieser auf den Betrag der Schneegrenzdepression auszuschließen.

Die Laterofrontalmoräne (■ in Photo 18), auf der Bodenprofil 8 angelegt wurde, ist dem hochglazialen Stadium 0 des Dhanladada-Gletscher zugeordnet, dessen Eisrandlage in 3850 m NN lag. Entsprechend der Moränenhöhe wird eine Mindestgletschermächtigkeit von 20 m angenommen. Das Dhanladada Khola ist aufgrund der geringen Höhe von 4080 m NN rezent unvergletschert, weshalb für das vorzeitliche Gletscherstadium nur die Höhe der Schneegrenze, nicht aber die Schneegrenzdepression bestimmt werden kann. Nach der Methode Kuhle ergibt sich eine Schneegrenzhöhe von 3946 m NN. Dieser Wert differiert nur um wenige Meter von denen der Methoden Höfer und Louis. Da das Nährgebiet nur geringfügig stärker als das Zehrgebiet geneigt ist, ergibt sich auch bei Verwendung der schuttarmen Gletschergruppe I eine positive Korrektur der rechnerischen Schneegrenze in der Methode Kuhle, die allerdings mit einem Betrag von 9 m vernachlässigbar gering ist (Figur 9). Die Höhe der

Schneegrenze zeigt eine gute Übereinstimmung mit der bei KUHLE (1982a: 151) für das hochglaziale Stadium 0 auf der Dhaulagiri- und Annapurna-Nordabdachung angegebenen klimatischen Schneegrenze von 3981 m NN, wodurch die Zuordnung zu diesem Vergletscherungsstadium bestätigt wird.

5.1.3 Zusammenfassung: Zur Chronologie der Bodenprofilstandorte auf Basis der Glazialgeomorphologie und resultierender Schneegrenz-berechnungen (Figur 10)

Auf Basis rekonstruierter Schneegrenzverläufe und Schneegrenzdepressionen ist davon auszugehen, dass der Felsrücken im zentralen Thoron Khola, auf dem das Bodenprofil 3 angelegt wurde, zuletzt im ausgehenden Spätglazial von einem talfüllenden Gletscher überflossen wurde. Dieser Gletscher erreichte vermutlich den Übergangsbereich in das Muktinath-Becken und kann bei einer rekonstruierten Schneegrenzdepression von 654 m dem jüngsten Spätglazial, d.h. dem Sirkung-Stadium (Stadium IV) zugeordnet werden. Der älteste neoglaziale Gletscher (Stadium V) erreichte hingegen bei einer Schneegrenzdepression von 468 m nur noch das den Felsrücken orographisch rechts begrenzende Tälchen. Dem Bodenprofilstandort 3 kann somit ein potentiell Bodenentwicklungsalter zugesprochen werden, welches dem ausgehenden Stadium IV entspricht. Aufgrund des gegenüber dem Stadium IV im Thoron Khola etwas höheren Schneegrenzabsenkungsbetrages von mindestens 698-750 m, ist die Ufermoräne am orographisch linken Hang des Linken Thoron Khola Seitentals, auf welcher Bodenprofil 1 angelegt wurde, dem nächst älteren spätglazialen Dhampu-Stadium (Stadium III) zugehörig. Für den Bodenprofilstandort 1 ergibt sich somit ein etwas höheres potentiell Bodenentwicklungsalter, welches dem ausgehenden Stadium III entspricht. Für den Gletscher, welcher die Ufermoräne am orographisch linken Hang des Thoron Khola zwischen der Einmündung des Linken Thoron Khola Seitentals und der Einmündung in das Muktinath-Becken hinterliess, auf welcher Bodenprofil 2 erstellt wurde, war aufgrund des Fehlens einer zugehörigen Eisrandlage im Muktinath-Becken, keine Berechnung der Schneegrenze möglich. Geringere

Mächtigkeit aufweisend, ist der besagten Moräne eine weitere Ufermoräne vorgelagert, welche dementsprechend einem jüngeren Vergletscherungsstadium angehören muss. Für diese beiden Stadien ist, aufgrund der Höhe der Moränen über dem Talboden in unmittelbarer Nähe zum Übergang ins Muktinath-Becken, ein Vordringen des Gletschers in das Muktinath-Becken anzunehmen. Sie müssen daher beide älter als Stadium IV sein, da diesem ein Gletscherende oberhalb des Muktinath-Beckens zugehörig ist. Da sich hangaufwärts der Ufermoränen ausserdem über Gletscherschliff eine ältere, stärkere Vergletscherung nachweisen lässt, ordnet KUHLE (1983: 64) die höhere Ufermoräne dem Taglung-Stadium (Stadium II) zu. Demzufolge ist der potentielle Beginn der Bodenentwicklung von Bodenprofil 2 mit dem Gletscherrückzug am Ende von Stadium II gleichzusetzen. Die Ufermoräne im Muktinath-Becken, auf welcher Bodenprofil 9 angelegt wurde, ist über den Lagebezug mit der großen Endmoräne westlich von Jhon in dasselbe Vergletscherungsstadium zu stellen. Über die nicht ganz gesicherte Höhe der Schneegrenzdepression von 1163 m und absolute Datierungen (HURTADO et al. 2001) kann hier von einer Zugehörigkeit zum ältesten Spätglazial, dem Ghasa-Stadium (Stadium I), ausgegangen werden; die potentielle Bodenbildung von Bodenprofil 9 setzte am Ende dieses Stadiums ein. Die Laterofrontalmoräne im Dhanladada Khola ist über die rekonstruierte Schneegrenzhöhe von 3946 m NN eindeutig dem letzten Hochglazial zuzuordnen. Für das auf ihr angelegte Bodenprofil 8 setzte damit die potentielle Bodenentwicklung mit dem Ende von Stadium 0 ein. In Tabelle 10 sind die Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9 in der Reihenfolge des potentiellen Beginns ihrer Bodenentwicklung zusammenfassend aufgeführt. An dieser Chronologie orientiert sich im weiteren Verlauf die Auswertung und Interpretation der pedologischen Relativdatierung. Dabei gilt es zu betonen, dass die absolute Stadienzuordnung im Einzelfall nicht immer garantiert werden kann, die relative Chronologie des potentiellen Bodenentwicklungsalters jedoch, und nur diese ist für die bodenkundliche Relativdatierung relevant, über den glazialgeomorphologischen Lagebezug sicher herzustellen ist. Bodenprofilstandort 8 ist danach am ältesten, gefolgt von den Standorten 9, 2, 1 und 3.

5.1.4 Beschreibung der Bodenprofile im Thoron Khola, Linken Thoron Khola Seitental und Dhanladada Khola

Im folgenden Kapitel werden die Bodenprofile in der glazialgeomorphologisch ermittelten chronologischen Reihenfolge der Bodenprofilstandorte vom jüngsten hin zum ältesten Standort beschrieben. Im Gegensatz zu den anderen Profilen ist Bodenprofil 3 nicht im glazigenem Lockermaterial, sondern im anstehenden Schiefergestein angelegt. Die wichtigsten Eckdaten zu diesem Bodenprofil sind Figur 25 zu entnehmen. Der Standort befindet sich auf 4200 m NN auf einem Felssockel im zentralen Thoron Khola und wurde dem Vergletscherungsstadium IV zugeordnet. Der Felsrücken ist von Zwergstrauchformationen der feuchten Mattenstufe bestanden, der unmittelbare Profilstandort ist mit 8° leicht in Richtung ENE geneigt. Das mässig durchfeuchtete Bodenprofil ist etwa 75 cm tief entwickelt und nach Feldbefunden als carbonatfrei einzustufen. Die Horizontfolge lautet Ah/Ah-Bv/IIBv-Cv/IIC, es handelt sich um eine Typische Braunerde (WRB: Haplic Cambisol). Der 20 cm mächtige Ah und der 30 cm mächtige Ah-Bv-Horizont weisen nur geringfügige Unterschiede auf. Beide haben eine Lagerungsdichte von 1,4 und einen mit 5 % sehr geringen Skelettanteil. Über 60 % des Feinbodens sind Schluff, der Tonanteil beträgt etwa 12 %. Der Anteil organischer Substanz liegt im Ah-Bv-Horizont mit gut 8 % nur etwa 1,4 % tiefer als im Ah-Horizont und der pH-Wert vermindert sich von 6,25 auf 6,08. Scharf und deutlich ausgeprägt ist der Übergang zum 25 cm mächtigen IIBv-Cv-Horizont. Der Anteil des Bodenskeletts steigt sprunghaft auf 50 % an, die Lagerungsdichte liegt nur bei 0,9 und der Anteil der Sandfraktion erhöht sich auf Kosten von Schluff und Sand um 10 %. Der Anteil organischer Substanz sinkt auf 3,86 %, der pH-Wert steigt auf 6,34. Das Profil ist insgesamt als schwach sauer einzustufen. Der extreme Wechsel des Skelettanteils unterhalb des Ah-Bv-Horizonts liefert einen ersten Hinweis auf einen möglichen Schichtwechsel innerhalb des Profils. Bestätigt wird dies durch die drei chemischen Homogenitätsindizes Ti/Zr , Zr/Sr und Y/Zr . In allen drei Fällen weist der Quotient aus AhBv- und IIBv-Cv-Horizont - für Profilinhomogenität typisch - vergleichsweise hohe Werte auf (Anhang 9 a-c). Ein ähnliches Bild findet sich bei den Korngrößenindizes $(gS+mS)/(fS+gU)$ und fS/gS (Anhang 9 d-e). Lediglich der Korngrößenmedian (Anhang 9 f) lässt eine Inhomogenität des Profils nicht erkennen. Somit ist ein Schichtwechsel in diesem Profil unterhalb

von 50 cm wahrscheinl. Der sehr geringe Skelettanteil der beiden Oberbodenhorizonte und die vergleichsweise hohen Anteile an gU und fS deuten darauf hin, dass das Anstehende hier von einer geringmächtigen Lößdecke überlagert wird.

Das auf der dem Vergletscherungsstadium III zugeordneten Moränenleiste am orographisch linken Hang des Linken Thoron Khola Seitentals angelegte Bodenprofil 1 (Figur 23) befindet sich in 4090 m NN, etwa 155 m über der rezenten Tiefenlinie, am hangfernten Bereich der Akkumulationsterrasse auf dem Ufermoränenaußenhang. Der gut durchfeuchtete Standort ist mit etwa 20° nach WSW exponiert und trägt Zwergstrauchformationen der feuchten Mattenstufe. Im Gletschereinzugsgebiet stehen Kalkstein, Schiefer und Dolomit an. Die Horizontfolge des 90 cm mächtigen Bodens lautet Ah/Bv/IIBv-Cv/IIC, auch hier handelt es sich um eine Typische Braunerde (WRB: Dystric Cambisol). Der farblich scharf abgegrenzte Ah-Horizont weist eine Mächtigkeit von 25 cm auf, der Bv-Horizont misst 35 cm, der IIBv-Cv-Horizont 30 cm. Nach dem Feldbefund ist das Profil carbonatfrei. Profilabwärts verringert sich die Lagerungsdichte von 1,4 auf 1,1, die Durchwurzelung geht von stark auf sehr schwach zurück, der Skelettanteil nimmt von 5 auf 50 % zu und der pH-Wert steigt unwesentlich von 5,49 auf 5,58 an. Der Boden ist damit im gesamten Verlauf als mittel sauer einzustufen. Über die Zunahme des Dunkelstufewertes in der Bodenfarbe deutet sich schon im Gelände optisch eine deutliche Abnahme der organischen Substanz mit zunehmender Bodentiefe an. Ihr Anteil sinkt von 6,96 % über 2,23 % auf 0,85 %. Der Anteil von Sand im Feinboden nimmt profilabwärts gleichmäßig von 30 auf über 70 % zu, während der Schluffanteil entsprechend von 60 auf gut 20 % abnimmt. Der Tonanteil ist im Ah- und Bv-Horizont mit 9,29 und 8,54 % ähnlich groß, ehe er im IIBv-Cv-Horizont auf 4,15 % sinkt. Schichtwechsel oder andere Profilinhomogenitäten lassen sich weder über die Geländeansprache noch über die verschiedenen pedochemischen und pedophysikalischen Homogenitätsindizes (vgl. Anhang 9) erkennen. Dass dennoch ein Schichtwechsel und sogar eine zweiphasige Bodenbildung anzunehmen ist, wird erst über die hohe Verwitterungsintensität des IIBv-Cv-Horizontes ersichtlich, die im Zusammenhang mit der Bestimmung der Hauptverwitterungshorizonte genauer diskutiert wird.

Bodenprofil 2 (Figur 24) befindet sich auf der höheren Moränenterrasse am orographisch linken Talhang des Thoron Khola kurz vor der Öffnung in das Muktinath-Becken und ist dem Vergletscherungs-

stadium II zuzuordnen. Auch hier wurde das Profil am Außenhang des talhangfernsten Ufermoränenwalls angelegt. Der Standort in 3895 m NN ist mit 4° leicht nach Süden geneigt und von Dornzweigstrauchpolsterformationen der Hochgebirgshalbwüste bestanden, Gesteinsformationen im Einzugsgebiet bestehen aus Kalkstein, Schiefer und Dolomit. Im Vergleich zu den vorherigen Bodenprofilen ist der Standort deutlich trockener und ein Ah-Horizont ist nur in Ansätzen ausgebildet. Die Horizontfolge lautet Ah-Bv/Cv/C, der 80 cm mächtige Boden ist als Regosol-Braunerde (WRB: Eutric-skeletic Cambisol) anzusprechen. Der Ah-Bv-Horizont erreicht eine Mächtigkeit von 35 cm, der Cv-Horizont von 45 cm. Entgegen den Befunden der Profile 1 und 3 ist das gesamte Bodenprofil nach der Geländesprache als sehr carbonatreich einzustufen. In der Gesamtelementverteilung bestätigt sich dies durch hohe Anteile an CaO, die bei 25 % im Ah und sogar 37 % im Cv-Horizont liegen. In den Profilen 1 und 3 werden dagegen maximal 1,30 % erreicht. Da die MgO-Anteile in Profil 2 gleichzeitig nicht deutlich erhöht sind, ist nicht ein bedeutendes Vorkommen von Dolomit, sondern von Kalkstein im Ausgangssubstrat für die hohen CaO-Anteile verantwortlich zu machen. Ober- und Unterboden sind bei einer geringen Lagerungsdichte von 0,9 generell als schwach durchwurzelt und skelettreich anzusprechen. Vom Ober- zum Unterboden nimmt dabei der Skelettanteil von 62,5 auf über 75 % zu. In gleicher Richtung sinkt der Anteil organischer Substanz deutlich von 5,14 auf 0,85 %, der pH-Wert steigt von 6,97 auf 7,39, sodass das Milieu von sehr schwach sauer zu sehr schwach alkalisch wechselt. Der höhere Anteil organischer Substanz und pedogener Fe-Oxide im Ah-Bv-Horizont kommt auch in der dunkleren und rötlicheren Färbung gegenüber der des Cv-Horizonts zum Ausdruck. Im Oberboden wird das Feinbodenspektrum mit gut 56 % eindeutig von der Schlufffraktion dominiert, während im Unterboden die Sandfraktion mit 60 % vorherrscht. Der Tongehalt liegt jeweils bei etwa 6-7 %. Keiner der pedochemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9) deutet darauf hin, dass innerhalb dieses Profils ein Schichtwechsel auftritt.

Vergletscherungsstadium I ist der Bodenprofilstandort auf dem Moränenwall zwischen ehemaligem Thoron und Madek-Dumda-Gletscher im Muktinath-Becken zugehörig. Der Standort von Bodenprofil 9 (Figur 27) befindet sich in 3620 m NN und ist mit 15° in westlicher Richtung geneigt. Im Einzugsgebiet findet sich Kalkstein, Schiefer und Dolomit. Wie bei Profil 2 wird die Vegetation des sehr tro-

ckenen Standorts von Dornzweigstrauchpolsterformationen der Hochgebirgshalbwüste bestimmt. Bei einer Mächtigkeit von mindestens 65 cm gliedert sich das Profil in die Horizontfolge Ah/Bv/IICv/IIC, der Bodentyp ist wie bei Profil 2 eine Regosol-Braunerde (WRB: Haplic-skeletic Cambisol). Der Ah-Horizont ist mit 5 cm sehr geringmächtig, der Bv-Horizont misst 27 cm, der IICv-Horizont mindestens 33 cm. Das gesamte Bodenprofil ist nach der Feldansprache als mittel bzw. stark carbonathaltig einzustufen. Die Ca-Anteile liegen zwar mit maximal 2,45 % deutlich unter dem Niveau in Profil 2, gleichzeitig aber auch merklich höher als bei den carbonatfreien Profilen 1 und 3. Es ist somit für dieses Profil von geringfügig höheren Kalksteinanteilen im Ausgangssubstrat auszugehen. Die höchste Lagerungsdichte ist mit 1,4 im Bv-Horizont zu beobachten, gefolgt vom Ah-Horizont mit 1,2 und dem IICv-Horizont mit 0,9. Der Skelettanteil ist im Ah- und Bv-Horizont mit 25 % relativ gering, ehe er im IICv-Horizont sprunghaft auf über 75 % ansteigt. Profilabwärts sinkt der Anteil organischer Substanz von 4,41 auf 1,90 % und der pH-Wert steigt leicht von 7,18 auf 7,30 bzw. 7,29, womit sich das gesamte Profil als sehr schwach alkalisch beschreiben lässt. Im Korngrößenspektrum des Feinbodens zeigt sich wie beim Skelettanteil ein deutlicher Wechsel vom IICv-Horizont zu den Oberbodenhorizonten. Im IICv-Horizont ist der Sand mit fast 70 % dominierend, gefolgt vom Schluff mit 27 % und Ton mit gut 3 %. Im Bv-Horizont erhöht sich der Anteil des hier dominanten Schluffs deutlich auf 58 %, der Tonanteil steigt auf gut 8 % und der Sandanteil liegt nur noch bei 34 %. Zum Ah-Horizont hin nimmt der Schluffanteil allerdings wieder geringfügig ab auf 51 %, während bei etwa gleichem Tonanteil der Anteil der Sandfraktion wieder auf 40 % steigt. Die korngrößenabhängigen Homogenitätsindizes bestätigen eine starke Inhomogenität zwischen Bv- und IICv-Horizont. Insbesondere der Korngrößenmedian sowie das $(gS+mS)/(fS+gU)$ -Verhältnis weisen bezüglich der hohen Horizontquotienten (Anhang 9 d, f) auf einen Schichtwechsel hin, in der Tendenz gilt dies auch für fS/gS (Anhang 9 e). Die Horizontquotienten des Ti/Zr - sowie des Y/Zr -Verhältnisses (Anhang 9 a, c) können im Vergleich mit den übrigen Profilen ebenfalls als leicht erhöht eingestuft werden, während dieser Trend bei Zr/Sr (Anhang 9 b) nicht zu beobachten ist. Da eine Profilinhomogenität sowohl bei den granulometrischen als auch in abgeschwächter Form bei den pedochemischen Homogenitätsindizes zu beobachten ist, kann unterhalb des Bv-Horizonts von einem Schichtwechsel ausge-

gangen werden. Dieser ist allerdings aufgrund der generell größeren Schwankungsbreite der Korngrößenindizes nicht so gesichert nachweisbar wie bei Profil 3.

Bodenprofil 8 (Figur 26), als ältester Bodenprofilstandort dem letzthochglazialen Vergletscherungsstadium 0 zugeordnet, befindet sich in einer Höhe von 3850 m NN auf der orographisch linken Late-rofrontalmoräne des Dhanladada Khola. Der Standort ist mit 10° Neigung nach NW exponiert und von Vegetation der mäßig feuchten bis mäßig trockenen Mattenstufe bestanden. Im Einzugsgebiet stehen Kalkstein und Schiefer an. Der gut durchfeuchtete, mindestens 65 cm mächtige Boden gliedert sich in die Horizontfolge Ah/Bv/IIAh-Cv und ist als Braunerde über einem Regosol (WRB: Haplic Cambisol) anzusprechen. Dem mit nur 5 cm sehr geringmächtigen Ah-Horizont folgt ein 20 cm umfassender Bv-Horizont, der IIAh-Cv-Horizont ist mindestens 40 cm mächtig. Das gesamte Profil ist nach den Geländebefunden carbonatfrei. Die Lagerungsdichte schwankt im Profilverlauf nur geringfügig zwischen 1,4 und 1,6. Dass es sich beim unteren Profilabschnitt um einen überlagerten A-Horizont handelt, wird schon im Gelände durch die dunkelbraune Färbung dieses Horizontes deutlich. Bestätigt wird der Eindruck durch den Prozentanteil organischer Substanz, welcher zunächst von 8,16 % im Ah-Horizont auf 4,06 % im Bv-Horizont zurückgeht, ehe er im IIAh-Cv wieder auf 5,43 % ansteigt. Ein Schichtwechsel vom Bv zum IIAh-Cv-Horizont deutet sich auch beim Skelettanteil an, der sprunghaft von sehr geringen 5 % auf 50 % ansteigt. Der Feinboden des Ah-Horizonts wird mit einem Anteil von 64 % von der Schlufffraktion dominiert. Auch der Tonanteil ist mit 14 % vergleichsweise hoch, während der Sandanteil bei nur 23 % liegt. Im Bv-Horizont finden sich vergleichbare Werte, Schluff- und Tonanteil sind jeweils nur gut 2 % niedriger als im Ah-Horizont. Im IIAh-Cv-Horizont hingegen dominiert mit 57 % die Sandfraktion, auf die Schlufffraktion entfallen nur 34 %, auf die Tonfraktion 9 %. Der pH-Wert steigt profilabwärts von 6,86 über 7,12 bis auf 7,30 an. Der Ah-Horizont ist somit als sehr schwach sauer einzustufen, die übrigen Horizonte als sehr schwach alkalisch. Die aus dem Schichtwechsel folgende Inhomogenität des Profils zeigt sich sehr deutlich bei allen chemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes, wie die hohen Horizontquotienten der Indizes aus Bv und IIAh-Cv-Horizont in Anhang 9 zeigen.

Zusammengefasst ist für die Profile 1 und 3 auf der einen und für die Profile 2 und 9 auf der anderen

Seite jeweils eine ähnliche Profilausbildung zu beobachten. Die Profile 1 und 3 weisen als typische Braunerden deutlich ausgeprägte A-Horizonte mit 6-9 % organischer Substanz auf, die Oberböden zeichnen sich durch geringe Skelettanteile aus und die Profile sind vollständig carbonatfrei und mittel bis schwach sauer. Die humosen Oberböden der Regosol-Braunerden der Profile 2 und 9 sind dagegen geringmächtiger und weisen weniger organische Anteile auf, die Profile sind skelett- und carbonatreicher sowie sehr schwach alkalisch. Abgeleitet aus diesen Geländebefunden erscheinen die auf den jüngsten Standorten angelegten Bodenprofile 1 und 3 intensiver verwittert als die auf den älteren Standorten erstellten Profile 2 und 9. Die Geländebefunde zeigen jedoch gleichzeitig Unterschiede bei den Bodenbildungsfaktoren. So ist für die Profile 1 und 3 aufgrund des gegenüber den Profilen 1 und 9 carbonatarmen Ausgangssubstrats und entsprechend geringerer Pufferkapazität sowie der feuchteren Standortbedingungen von einer höheren Bodenbildungsgeschwindigkeit auszugehen. Abgeleitet aus der Intensität der Bodenverwitterung ergeben sich daher vergleichsweise zu hohe Bodenalter für die Profile 1 und 3 sowie zu junge Bodenalter für die Profile 2 und 9.

Profil 8 kommt aufgrund des fossilen Ah-Horizontes eine Sonderstellung zu. Wie bei den Profilen 1 und 3 ist das gesamte Profil carbonatfrei und der obere, braunerdeartige Boden sehr skelettarm. Der untere, eher regosolartige Boden ist aufgrund des höheren pH-Wertes und Skelettanteils sowie geringerer Anteile organischer Substanz eher mit den Profilen 2 und 9 vergleichbar. Durch Schichtwechsel bedingte Inhomogenitäten sind für die Profile 3 und 8 deutlich nachweisbar und für Profil 9 wahrscheinlich zu machen. Aufgrund der vergleichsweise hohen Schluff- und Feinsandanteile sowie des geringen Skelettanteils kann bei den Profilen 1, 3 und 8 eine geringmächtige äolische Deckschicht vermutet werden.

5.1.5 Ergebnisse der Verwitterungsindizes für die Bodenprofile im Thoron Khola, Linken Thoron Khola Seitental und Dhanladada Khola

Im Methodikteil wurde darauf hingewiesen, dass zur besseren Vergleichbarkeit der Profile deren Hauptverwitterungshorizonte bzw. die Profilmittelwerte gegenübergestellt werden. Das Hauptaugenmerk gilt dabei den Hauptverwitterungshorizonten, die Pro-

filmmittelwerte sollen nur bei deutlich abweichenden Ergebnissen Erwähnung finden. Gekennzeichnet ist die Hauptverwitterungszone durch die höchsten Anteile kristalliner pedogener Oxide am Gesamtisengehalt ($\text{Fe}_{\text{d-o}}/\text{Fe}_\text{t}$). In Profil 3 trifft dies auf den oberhalb des Schichtwechsels befindlichen Ah-Bv-Horizont zu. Ein geringerer Anteil pedogener Oxide im darunter folgenden IIBv-Cv-Horizont ist ein Hinweis darauf, dass dies kein fossiler Bodenhorizont ist und die Bodenbildung im gesamten Profil erst nach der Ablagerung der oberen Sedimentschicht erfolgte. Das gleiche gilt für Profil 9, in welchem mit dem Bv-Horizont der Hauptverwitterungshorizont ebenfalls oberhalb des Schichtwechsels liegt. In Profil 1 findet sich der höchste Anteil kristalliner pedogener Oxide dagegen im IIBv-Cv-Horizont. Obwohl im Profilverlauf keine Inhomogenitäten festgestellt werden konnten, muß es sich daher bei diesem Unterbodenhorizont um eine ältere Bodenbildung handeln. Vermutlich wurde eine ursprüngliche Bodenbildung auf der Moräne zunächst durch die Überlagerung einer Sedimentschicht gestört. Aufgrund der geringen Mächtigkeit dieser Deckschicht setzte sich jedoch die Bodenentwicklung auch in diesem überlagerten Boden fort (vgl. BÄUMLER 2001: 102), wodurch im IIBv-Cv-Horizont die höchste Verwitterungsintensität innerhalb des Gesamtprofils erreicht wird. Der jüngere Bodenprofilabschnitt der Deckschicht und der ältere Bodenprofilabschnitt der darunter liegenden Moräne gehen daher separat in die Gegenüberstellung mit den anderen Bodenprofilen ein, wobei für den jüngeren Boden die Hauptverwitterungszone im Bv-Horizont liegt. Für die Bestimmung des relativen Alters der Moräne ist dabei der ältere, ursprünglich auf der Moräne entstandene Bodenprofilabschnitt ausschlaggebend. Das gleiche Phänomen findet sich bei Profil 8, für welches bereits bei der Profilbeschreibung auf eine zweiphasige Bodenbildung hingewiesen wurde. Auch hier ist der aus der Moräne entstandene IIAh-Cv-Horizont intensiver verwittert als die Bodenhorizonte der darüberliegenden Lössdecke. Für letztere liegt die Hauptverwitterungszone im Bv-Horizont. Profil 2 schließlich läßt weder Inhomogenitäten noch mehrphasige Bodenbildungen erkennen, die Hauptverwitterungszone befindet sich hier erwartungsgemäß im Ah-Bv-Horizont.

Es wurde bereits im Zusammenhang der Bodenprofilbeschreibungen darauf hingewiesen, dass aufgrund von klimatisch und lithologisch unterschiedlichen Ausgangsbedingungen eine direkte Ableitung des Bodenalters aus dem Grad der Bodenentwicklung für die Profile im Thoron Khola Gebiet prob-

lematisch ist. Eine diesbezügliche Überschätzung des Bodenalters der Profile 1 und 3 sowie eine Unterschätzung des Alters der Profile 9 und 2 ist daher prinzipiell möglich.

5.1.5.1 Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes

Die Ergebnisse der Berechnung der auf der Gesamtelementanalyse beruhenden Verwitterungsindizes sind Anhang 5 sowie den Figuren 28-34 zu entnehmen. Eine dem Alter der Bodenprofilstandorte entsprechende Abstufung des Verwitterungsgrades der auf ihnen entstandenen Böden ist bei keinem dieser Indexwerte, welche das Ausmaß der Elementmobilisierung widerspiegeln, völlig exakt wiedergegeben. Dennoch lassen sich bestimmte Verteilungsmuster bei nahezu allen Indikatoren finden. So nimmt in der Regel von Profil 2 über Profil 9 zu Profil 8 mit steigendem Standortalter auch der Verwitterungsgrad der Böden zu. Andererseits ergibt sich für Profil 3 meistens ein vergleichsweise zu hoher Entwicklungsgrad des Bodens. Eine größere Gruppe von Indizes zeigt dabei, abgesehen von Profil 3, für alle anderen Böden eine gute Übereinstimmung mit dem Alter des Profilstandorts. Hierzu zählen der CIA, die Quotienten FA/S , $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ und $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Factor 1 und die Al_2O_3 - und K_2O -Anteile innerhalb des A-CN-K-Dreiecksdiagramms (Figuren 29b, e, 30a, b, d, 31d, 32a, 33c). Außerdem zeigen die Mittelwerte des Quotienten S/AFT (Figur 29f) dieses Verteilungsmuster und der Feng-Index (Figur 28c) weicht nur durch minimal zu hohe Werte für Profil 1 (1,80) bzw. zu tiefe Werte für Profil 2 (1,78) von diesem ab. Eine im Vergleich zu den Profilen 1, 8 und 9 zu hohe Verwitterungsintensität des Profils 3 läßt sich zwanglos über die Unterschiedlichkeit der Bodenbildungsfaktoren Niederschlag und Geologie erklären, durch welche für letzteres eine schnellere Bodenentwicklung möglich ist bzw. der Eindruck einer intensiveren Bodenverwitterung entsteht. Dass Profil 3 gleichzeitig eine höhere Verwitterungsintensität als Profil 1 aufweist, wird dabei aufgrund der hier vergleichbaren Ausgangsbedingungen allerdings nicht unmittelbar verständlich. Im Unterschied zu den anderen Profilen befindet sich die Hauptverwitterungszone in Profil 3 nicht in moränischem, sondern äolisch transportiertem Substrat. Möglicherweise war dieses Material bereits vorverwittert, ehe es an diesen Standort verfrachtet wurde und führt so zu einer Überschätzung der Intensität der In-situ-

Verwitterung des Profils (vgl. BÄUMLER 2001: 76). Die mit Ausnahme von Profil 3 guten Ergebnisse der Quotienten von Na und K zu Al (Figuren 30a, b) zeigen, dass neben dem ohnehin als sehr mobil eingestuften Na auch K, trotz dessen Neigung zur Speicherung in Vermikulit oder Illit (vgl. BIRKELAND 1999, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992), als mobiler Elementfaktor gut zu verwenden ist. Bei den drei Indizes, welche SiO_2 beinhalten, d.h. FA/S, S/AFT und $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Figuren 29e, f, 31d) fällt eine relativ hohe Verwitterungsintensität für Profil 2 auf, die der des Profils 9 nahekommt. Der Anteil, um welchen sich der jeweilige Gesamtelementanteil der übrigen Elemente aufgrund des lithologisch bedingt erhöhten CaO-Anteils in Profil 2 gegenüber Profil 9 verringert, ist offensichtlich bei SiO_2 größer als bei Al_2O_3 , Fe_2O_3 und TiO_2 . Die hieraus resultierenden, relativ niedrigen Anteile des im Vergleich zu Al, Fe und Ti als leichter löslich geltenden SiO_2 , führen zu einer Überschätzung des Verwitterungsausmaßes für Profil 2. Trotzdem zeichnet sich die Verwitterungsintensität, abgesehen von Profil 3, korrekt in diesen Indizes ab, obwohl MARKEWICH et al. (1989: D23) dies eher bei längeren Zeitspannen von mehreren Hunderttausend Jahren erwartet. Die über diese Indizes zum Ausdruck kommende, im Vergleich zu Al und Fe höhere Mobilität des Si, ist auch ein Hinweis darauf, dass Indizes, in welchen Si als immobilisierender Faktor eingeht, tendenziell schlechter geeignet sind als solche, die sich auf Al und Fe beschränken. Der Einfluß, den das carbonatreiche Ausgangssubstrat in Profil 2 auf die Ergebnisse der Verwitterungsindizes haben kann, lässt sich sehr gut am CIA-Index und dem Dreiecksdiagramm A-CN-K veranschaulichen. Für beide Indikatoren wurden jeweils sowohl die ursprünglichen - die Ca-Gesamtgehalte berücksichtigenden - (Figuren 29c, 34d), als auch die nach MCLENNAN (1993) modifizierten - nur die silikatischen Ca-Gehalte berücksichtigenden - Varianten berechnet (Figuren 29b, 34c). Während die ursprünglichen Indikatoren für Profil 2 jeweils die mit Abstand geringste Verwitterungsintensität ergeben, fügen sich bei den modifizierten Indikatoren die Werte für Profil 2 dem Standortalter entsprechend zwischen denen für Profil 9 und 1 ein. Dass auch bei den übrigen zuvor erwähnten Verwitterungsindizes das Standortalter von Profil 2 korrekt wiedergegeben wird, ist darauf zurückzuführen, dass in diese, mit Ausnahme des Factor 1, der CaO-Anteil nicht direkt eingeht. Die große Anzahl und Verschiedenheit der Einzelindikatoren sowie die Relativierung ihrer absoluten Zahlenwerte verhindern beim Factor 1 offensichtlich

trotz der Einbeziehung des CaO-Gehalts eine extreme Unterschätzung des Bodenalters für Profil 2. Ähnlich wie der CIA-Index ist der Feng-Index (Figur 28c) speziell auf den Vergleich von Böden mit unterschiedlich carbonathaltigen Substraten zugeschnitten. Hier wird nicht nur auf die direkte Einbeziehung von Ca in den Index verzichtet, sondern zusätzlich bei der Bestimmung der Anteile der eingehenden Elemente an der Gesamtelementmenge von dieser zuvor der Ca-Anteil abgezogen. Die guten Ergebnisse des Feng-Index in diesem relativ niederschlagsarmen Gebiet bestätigen die Aussage FENGs (1997: 536), wonach dieser Index auch bei arid-semiariden Klimaverhältnissen die Verwitterungsintensität gut widerspiegelt.

Eine zweite, relativ große Gruppe von Verwitterungsindizes ergibt in Relation zum Standortalter, neben einer zu hohen Verwitterungsintensität für Profil 3, auch z.T. erhebliche Abweichungen für Profil 2. Die Gegenüberstellung der Werte des CIA-Index und des A-CN-K-Dreiecksdiagramms unter Verwendung von Gesamt-Ca und silikatischem Ca haben verdeutlicht, dass diese Abweichungen für Profil 2 auf die lithologisch bedingt hohen CaO-Anteile in Form von Kalkstein in diesem Boden zurückzuführen sind. Es sind dabei zum einen Indexwerte zu finden, die die Verwitterungsintensität von Profil 2 unterschätzen, zum anderen aber auch solche, die zu einer Überschätzung führen. Ein zu junges Bodentalter bzw. eine zu geringe Verwitterung für Profil 2 ist bei $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ im NK-SAF-Diagramm, bei Term 1 und Term 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981), bei NKCM/AFT, V_i , $W_i(P)$, den Anteilen von $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ und SiO_2 im CMKN-AF-S-Dreiecksdiagramm, dem Anteil von $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ im CM-KN-SAF-Dreiecksdiagramm, sowie den Profilmittelwerten von NKCM/A zu beobachten (Figuren 33a, b, 28b, e, 32b, 34a, b, 29a). Diese Indizes beinhalten alle auf Seiten der leicht löslichen und verlagerbaren Elemente Ca. Dessen lithologisch bedingt höheren Anteile in Profil 2 lassen dieses entsprechend als geringer verwittert erscheinen. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ im NK-SAF-Diagramm (Figur 33a), sowie die Quotienten S/AFT und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Figur 29f, 31e) lassen hingegen ein zu hohes Bodentalter bzw. eine zu hohe Verwitterungsintensität für Profil 2 erkennen. Aufgrund der aus dem hohen Kalksteinanteil resultierenden hohen carbonatischen CaO-Anteile in Profil 2 sind die Gesamtelementanteile der leicht löslichen Alkalimetalle Na und K hier lithologisch bedingt geringer als in den anderen Profilen. Werden diese Elemente wie beim NK-SAF-Diagramm isoliert betrachtet, wird daher bei Profil 2

der Eindruck stärkerer Verwitterung erweckt. Zuvor wurde bereits erläutert, dass der SiO_2 -Anteil in Relation zu Al_2O_3 , Fe_2O_3 und TiO_2 durch den erhöhten CaO -Anteil in Profil 2 eine relativ stärkere Reduktion erfährt. Die relativ niedrigeren Anteile des als leichter löslich geltenden SiO_2 lassen daher bei den Indizes S/AFT und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ Profil 2 vergleichsweise stärker verwittert erscheinen. Die auf BIRKELAND (1999) zurückgehenden Indizes NKCM/AFT und NKCM/A (Figuren 28b, 29a) unterscheiden sich nur hinsichtlich des Verzichts auf Fe_2O_3 und TiO_2 bei letzterem. Auswirkungen auf die Reihenfolge der Verwitterungsintensität hat dies nicht. TiO_2 weist im Vergleich zu den übrigen Elementen zu geringe Mengen auf, um eine solche Beeinflussung des Indexwertes möglich zu machen. Der Verzicht auf Fe_2O_3 findet darin seine Begründung, dass dieses Element durch organische Reduktionsmittel selektiv auch oberhalb von pH-Wert 3 gelöst werden kann und hierdurch bei humusreichen Böden eventuell der Grad der Verwitterungsintensität unterschätzt wird. Da ein entsprechendes Milieu bei den vorliegenden Profilen nicht ausreichend gegeben ist, führt auch eine Berücksichtigung von Fe_2O_3 nicht zu einer Abweichung der Ergebnisse. Auch der V_i -Index (Figur 28e) weist nahezu mit dem NKCM/AFT -Quotienten identische Ergebnisse auf, da dieser sich nur durch zusätzliche Berücksichtigung mobiler und immobilisierter Spurenelemente unterscheidet, deren Gesamtelementanteil vernachlässigbar gering ist. Im Gegensatz zum $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Quotienten weist der $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Quotient (Figur 31e) nicht nur eine zu hohe Verwitterungsintensität von Profil 3, sondern auch von Profil 2 auf. Demnach weist Al eine höhere Lösungsstabilität als Fe auf und ist diesem als Indikatorwert für Immobilität vorzuziehen. Beim Wi(P) -Index wird versucht, die Aussagefähigkeit der auf Mobilisierung und Verlagerung beruhender Verwitterungsindikatoren dahingehend zu optimieren, dass die eingehenden Elemente entsprechend ihrer jeweiligen Lösungsaffinität gewichtet berücksichtigt werden (PARKER 1970). Für die hier untersuchten Böden ist allerdings eine solche Optimierung im Vergleich mit den meisten anderen Indizes nicht festzustellen und der hohe Kalksteinanteil in Profil 2 führt auch hier zu einer extremen Abweichung des Ergebnisses (Figur 32b). Auch BÄUMLER (2001: 67) kommt zu der Auffassung, dass der Wi(P) sehr sensibel auf Unterschiede im Carbonatgehalt reagiert und in solchen Fällen nur sehr bedingt Aussagen bezüglich des relativen Verwitterungsgrads von Böden ermöglicht. Eine dritte Gruppe von Verwitterungsindizes lässt

eine mit dem Standortalter übereinstimmende Folge der Profile 8, 9 und 2 zueinander sowie der Profile 1 und 3 zueinander erkennen. Die Profile 1 und 3 erscheinen dabei jedoch im Vergleich zu den Profilen 2 und 9 und z.T. auch zu Profil 8 als zu intensiv verwittert. Bei den Indexwerten V_i , CIW , $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, dem Mittelwert des Quotienten $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sowie der Summe $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ im A-CN-K-Dreiecksdiagramm (Figuren 28d, 29d, 30c, 34c) trifft dies nur bezogen auf die Profile 2 und 9 zu, bei MWPI , MgO/TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ und Ba/Sr (Figuren 28a, 30 f, 31a, f) auch bezogen auf Profil 8. Lässt man Profil 8 zunächst unberücksichtigt, lässt sich das Verteilungsbild über die bereits erwähnten unterschiedlichen Bodenbildungsbedingungen an den Profilstandorten 1 und 3 einerseits, sowie 2 und 9 andererseits verständlich machen. Zum einen bewirken carbonatarme Ausgangssubstrate und entsprechend niedrigere pH-Werte, welche sich bereits im von Silikat dominierten Pufferbereich oder im Übergang zu diesem befinden (vgl. ULRICH 1986: 705), sowie vergleichsweise humidere Klimabedingungen an den Profilstandorten 1 und 3 eine intensivere Bodenverwitterung bzw. höhere Bodenentwicklungsgeschwindigkeit, als dies an den carbonathaltigen, im Carbonat-Pufferbereich befindlichen (vgl. ULRICH 1986: 705), und arideren Standorten der Profile 2 und 9 der Fall ist. Gleichzeitig entsteht bei vielen der auf der Verlagerung leichtlöslicher Elemente beruhenden Verwitterungsindizes bereits durch das lithologisch bedingt geringere Vorkommen dieser Elemente bei den Profilen 1 und 3 verglichen mit den Profilen 2 und 9 eine Überschätzung des Ausmaßes der Verwitterung für erstere bzw. eine entsprechende Unterschätzung für letztere. Bei einem Vergleich der Bodenbildungsbedingungen der Profilstandorte 1 und 3 mit denen des Profilstandorts 8 lassen sich ähnliche Tendenzen erkennen, wenn gleich die Unterschiede weniger deutlich sind. Der pH-Wert liegt im IIAh-Cv-Horizont von Profil 8 mit 7,30 vergleichbar mit den Profilen 2 und 9 im Carbonat-Pufferbereich und damit deutlich höher als im Unterboden von Profil 1 und 3. Über den Vegetationsbesatz lassen sich außerdem zwar humidere Verhältnisse als an den Standorten 2 und 9, gleichzeitig aber auch aridere Verhältnisse als an den Profilstandorten 1 und 3 vermuten. In geringerem Ausmaß ist somit also auch gegenüber Profil 8 eine relative Überschätzung des aus den Verwitterungsindizes abgeleiteten Bodenalters gegenüber dem Standortalter möglich. In Relation zu Term 1 nach KRONBERG & NESBITT (1981), NKCM/AFT oder dem V_i -Index (Figuren 33b, 28a, e) zeigt sich für

MWPI (Figur 28a) eine geringere Übereinstimmung der Indexwerte mit dem Standortalter. Ein Grund hierfür ist in der Verwendung von Si als immobiles Element im MWPI zu suchen. Wie zuvor bereits erläutert, ist Si mobiler als Al oder Fe und daher weniger gut als Indikator für Immobilität geeignet. Der Einfluss von Si auf die Höhe des Indexwerts ist dabei nicht unerheblich, bedenkt man den hohen Anteil dieses Elements an der Gesamtelementmenge. Ein zweiter Grund ist in der Berücksichtigung von Mg als mobiles Element im MWPI zu suchen. Vergleicht man die Einzelelementquotienten der als prinzipiell mobil eingestuften Elemente Na, K und Mg zum immobilen Al (Figuren 30a, b, e), so zeigt sich bei $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ eine vergleichsweise schlechte Korrelation des Indexwertes mit dem Standortalter der Böden. Mg ist demnach weniger gut als Indikator für Elementmobilität geeignet und relativiert auch die Funktionalität des MWPI als Verwitterungsindex. Die relativ geringe Mobilität des Mg ist u.a. auf dessen Neigung zur Speicherung in Vermikulit (SINGER 1993: 177) oder Mg-Chlorit (BIRKELAND 1999: 68) zurückzuführen und kommt auch in der tendenziellen Abnahme des CaO/MgO -Quotienten mit zunehmendem Standortalter der Profile zum Ausdruck (Figur 31c). Der Verwitterungsindex $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ zeigt zumindest bei den Profilmittelwerten mit Ausnahme von Profil 1 eine gute Korrelation mit dem Standortalter (Figur 31b). Die größere Immobilität des K durch einen größeren Ionenradius, den Einbau von K als isomorphen Ersatz in die Zwischenschichten der Illite sowie der Kaliumfixierung in Vermikulit kommt hier zum Ausdruck (vgl. BIRKELAND 1999, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992).

Bei den Indizes CIA (mit Gesamt-Ca) und $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Figuren 29c, 30e) zeigt sich das gleiche Verteilungsmuster wie bei der letztgenannten Gruppe, allerdings ergibt sich hier zusätzlich - wie bei den davor genannten Indizes - eine höhere Verwitterungsintensität für Profil 3 gegenüber Profil 1. Auch hier ist als Ursache eine Vorverwitterung des Materials der äolischen Deckschicht von Profil 3 wahrscheinlich.

Keinerlei nachvollziehbarer Zusammenhang zwischen Verwitterungsintensität und Profilstandortalter lässt sich zum einen bei den die Spurenelemente Zr, Rb und Sr einschließenden Quotienten ($\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$) und Rb/Sr erkennen. Dabei muss berücksichtigt werden, dass deren Anteile an der Gesamtelementmenge lediglich im ppm-Bereich liegen. Schon geringfügige Abweichungen der Elementanteile, wie sie gerade in glazigen transportierten Sedimenten nicht unty-

pisch sind, sowie Meßungenauigkeiten im Analyseverfahren können die Resultate der auf ihnen beruhenden Verwitterungsindizes entscheidend beeinflussen und so ihre Aussagefähigkeit verringern.

5.1.5.2 Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide und der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes

Die Ergebnisse der auf der Basis von pedogenen Oxiden und der Bodenfarbe ermittelten Verwitterungsindizes sind Anhang 6 zu entnehmen, Diagrammdarstellungen finden sich in den Figuren 35-37. Beim Anteil der amorphen pedogenen Fe-Oxide am Gesamtgehalt pedogener Fe-Oxide, Fe_o/Fe_d (Figur 35a), sowie beim Anteil amorpher pedogener Fe-Oxide am Fe-Gesamtgehalt, Fe_o/Fe_t (%) (Figur 36), ergibt sich jeweils eine gute Übereinstimmung mit dem Alter der Profilstandorte, mit welchem die Indizes negativ korreliert sind. Die Profile 9, 2 und 1 weisen dabei allerdings nahezu identische Werte auf und lassen sich über die Indexwerte nicht eindeutig unterschiedlichen Altersstufen zuordnen. Interessant ist, dass sich hier die jüngeren, in den äolischen Deckschichten der Profile 1 und 8 entstandenen Böden, ebenfalls korrekt in das Altersschema einhängen lassen. So ist die Deckschicht in Profil 8 und 1 jeweils geringer verwittert als die unter ihr befindliche Moräne und stärker verwittert als der Boden am nächst jüngeren Profilstandort 9 bzw. 3. Auch ZECH et al. (2003: 2258) ermittelten bei Untersuchungen im benachbarten Manaslu-Himal eine gute Korrelation des Quotienten Fe_o/Fe_d mit dem Depositionsalter glazigener Sedimente. Für das Fe_o/Fe_t -Verhältnis beobachten auch CASPARI et al. (2004: 160) eine Konstanz über einen längeren Zeitraum der Bodenentwicklung. Begründet wird diese mit einem sich einstellenden Gleichgewicht zwischen der Nachlieferung an silikatischem Fe, der Bildung von Fe_o und der nachfolgenden Kristallisation zu Fe_{d-o} .

Beim Anteil der pedogenen Fe-Oxide am Gesamteisengehalt, Fe_d/Fe_t (Figur 35b), lässt sich die erwartete positive Korrelation mit dem Profilstandortalter zwar für die Profile 1, 9 und 8, nicht aber für die Profile 3 und 2 beobachten, die jeweils eine gegenüber dem Standortalter zu intensive Bodenverwitterung widerspiegeln. Für Profil 3 konnte dieses Phänomen schon bei vielen der auf den Gesamtelementverhältnissen beruhenden Verwitterungsindizes beobachtet werden und stützt die Vermutung, dass das äolische Substrat an Profilstandort 3 bereits vorver-

wittert war. Dieses Ergebnis steht allerdings absolut im Widerspruch zu dem des Fe_o/Fe_d -Verhältnisses, dass Profil 3 eindeutig als den am geringsten entwickelten Boden identifiziert. Folgt man den Ausführungen bei FITZE (1982: 281), könnte die fehlende Übereinstimmung des Fe_d/Fe_t -Quotienten mit dem Profilstandortalter jedoch auch auf einer methodischen Unzulänglichkeit beruhen, welche eine relative Unterschätzung der Verwitterungsintensität der Profile 1, 9 und 8 zur Folge hat. Diese Profile weisen einen relativ hohen Skelettanteil auf, über welchen Fe_t durch Verwitterung permanent in den Feinboden nachgeliefert wird. Hierdurch würde trotz verwitterungsbedingter Zunahme der absoluten Fe_d -Gehalte Fe_d/Fe_t nicht ansteigen oder sogar sinken und somit für eine Unterschätzung der Verwitterungsintensität sorgen. Profil 3 wäre von diesem Phänomen nicht betroffen, da hier der Skelettanteil äußerst gering ist. Profil 2 weist zwar einen hohen Skelettanteil auf, hier ist jedoch verglichen mit den Profilen 1, 9 und 8 ebenfalls von einer geringeren Nachlieferung von Fe_t in den Feinboden auszugehen, da das Ausgangssubstrat aufgrund des hohen Kalksteinanteils generell geringere Fe-Anteile aufweist. Da der Gehalt des silikatischen Fe über die Differenz $\text{Fe}_t - \text{Fe}_d$ berechnet wird, ist dessen Anteil an Fe_t , dargestellt in Figur 36, bezüglich seines Aussagewertes als Verwitterungsindikator zwangsläufig mit dem zuvor besprochenen Fe_d/Fe_t -Quotienten identisch, da sich Fe_d und Fe_{t-d} als komplementäre Bestandteile zu Fe_t ergänzen. Der bei der Verwitterung zunehmende Anteil kristalliner pedogener Fe-Oxide am Gesamt-Fe ist als $\text{Fe}_{d-o}/\text{Fe}_t$ ebenfalls im Dreiecksdiagramm in Figur 36 graphisch dargestellt. Bei ansonsten mit dem Standortalter übereinstimmender Folge der Verwitterungsintensitäten aller Profile, ist diese bei den Profilen 2 und 9 vertauscht. Die relativ hohe Verwitterungsintensität bei Profil 2 liesse sich wie beim Quotienten Fe_d/Fe_t über die vergleichsweise geringere Nachlieferung an Fe_t aus dem Bodenskelett in den Feinboden verständlich machen. Eine in diesem Zusammenhang auch für Profil 3 zu erwartende Überschätzung der Verwitterungsintensität ist allerdings nicht zu beobachten. Eine im Vergleich zu Profil 2 geringere Verwitterungsintensität von Profil 9 muss jedoch nicht zwingend die Folge eines Methodenfehlers sein. Da für Profil 9 über die Profilsprache und die Homogenitätsindizes eine Deckschicht über der Moräne diagnostiziert wurde, könnte die Bodenbildung hier tatsächlich später als bei Profil 2 eingesetzt haben. Dass dieses Phänomen bei den auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes nicht festzustellen war, könn-

te in der dort aus dem lithogenen Ca-Reichtum resultierenden Unterschätzung der Verwitterungsintensität des Profils 2 ihre Begründung finden.

Das Al_d/Al_t -Verhältnis (Figur 35c) zeigt für die Profile 1, 2 und 9 eine mit dem Standortalter übereinstimmende relative Verwitterungsintensität an, Profil 8 erscheint jedoch deutlich zu gering verwittert und Profil 3 zu intensiv verwittert. Ein solches Verteilungsmuster tritt auch häufiger bei den granulometrischen Verwitterungsindizes auf. Möglicherweise besteht hier also eine enge Abhängigkeit der Al_d -Bildungsrate von der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens. Insbesondere die geringe Verwitterungsintensität von Profil 8 steht dabei im Widerspruch zu den über die pedogenen Fe-Oxide und fast allen über die Elementverlagerung bestimmten Verwitterungsindizes. Generell wird die Aussagekraft dieses Index jedoch durch die aufgrund der sehr geringen Al_d -Gehalte steigende Bedeutung möglicher Fehlerquellen relativiert.

Das Al_d/Fe_d -Verhältnis (Figur 35d) soll mit zunehmender Verwitterung ansteigen, lässt hier jedoch keinerlei Zusammenhang zum Standortalter der Bodenprofile erkennen. FITZE (1982: 284) hat beobachtet, dass sich „mit zunehmendem Alter eines Bodens bei den pedogenen Oxiden das Aluminium im Vergleich zum Eisen stärker manifestiert“. Deutlich nachvollziehbar zeigte sich dies jedoch erst bei starker Versauerung und Podsolierung der Böden. Bei jüngeren Rankern war hingegen, durch die geringen absoluten Gehalte an pedogenen Oxiden und daraus resultierenden hohen Fehlergrößen, eine Verwendung des Al_d/Fe_d -Verhältnisses nicht möglich (FITZE (1982: 283)). Aufgrund der insbesondere sehr niedrigerer Gehalte an Al_d ist auch für die Profile 1, 2, 3, 8 und 9 in dieser Untersuchung eine verlässliche Aussage über die Verwitterungsintensität aus Ergebnissen des Al_d/Fe_d -Verhältnisses nicht abzuleiten.

Die Farbindizes stellen im Vergleich zur Analyse pedogener Oxide gleichgerichtete, aber deutlich ungenauere Verfahren zur Abschätzung der Verwitterungsintensität dar. Die Ergebnisse des Alexander- und des CDE-Farbindex (Figuren 37a-b) lassen weder mit dem Standortalter der Profile noch mit den Gehalten pedogener Oxide übereinstimmende Verteilungsmuster erkennen. Auch die den CDE-Farbindex auszeichnende Ausklammerung der Dunkelstufe, welche eher vom Gehalt organischer Substanz als vom Grad der Bodenverwitterung bestimmt wird (BUNTLEY & WESTIN 1965), führt hier zu keiner Verbesserung des Ergebnisses. Auch AHMAD et al. (1977: 1164) verneinen eine Indikatorfunktion

der Bodenfarbe für Bodenentwicklung bei Untersuchungen holozäner bis spätpleistozäner Böden auf Flussterrassen in Pakistan und HARDEN (1982) beobachtet einen deutlichen Zeittrend bei der Melanisierung gar nicht und bei der Rubefizierung erst nach über 100 000 Jahren. Die Bodenfarbe ist daher eher abhängig vom Standortklima, der Bodentypdifferenzierung oder den Bodenwasserverhältnissen (BUNTLEY & WESTIN 1965).

5.1.5.3 Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes

Die Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes sind den Anhang 7 sowie den Figuren 38-39 zu entnehmen. Bei der Tonanreicherung (S+U)/T zeigt sich mit Ausnahme von Profil 3 eine gute Übereinstimmung des Indexwertes mit dem Standortalter der Bodenprofile (Figur 38a). Schon bei vielen der auf Basis der Mobilität chemischer Elemente beruhenden Verwitterungsindizes konnte eine, verglichen mit dem Profilstandortalter, zu intensive Verwitterungsintensität für Profil 3 beobachtet werden. Neben einer dort vermuteten Vorverwitterung des äolischen Substrats in Profil 3, könnte das niedrige (S+U)/T-Verhältnis auch auf der bereits genetisch bedingt gegenüber dem moränischen Material höheren Feinkörnigkeit der äolischen Materials beruhen. Dies zeigt sich auch daran, dass bei Profil 1 und 8 die äolischen Deckschichten jeweils stärker verwittert erscheinen als die darunter liegenden Moränen.

Die meisten granulometrischen Verwitterungsindizes weisen neben eines vergleichsweise zu hohen Verwitterungsgrades von Profil 3 zusätzlich einen zu geringen Verwitterungsgrad für Profil 8 auf. Hierzu gehören der Schluffanreicherungsindex $(fU+mU)/(gU+S)$, der Median Q_2 , der Medianindex (Figuren 38b, e, f), sowie die Massen der Kornfraktionen T, U und (T+U) der Hauptverwitterungshorizonte (Figuren 39a, b, c). Eine grobere Körnung des Moränenmaterials an Standort 8 gegenüber der der Vergleichsstandorte könnte dabei in der unterschiedlich langen Transportstrecke eine Ursache finden. Während der hochglaziale Dhanladada-Gletscher, zu welchem die Moräne an Profilstandort 8 gehörte, lediglich knapp 0,7 km lang war, erstreckte sich die Gletscherlänge des Thoron-Gletscher je nach Vergletscherungsstadium über 5 km bis knapp 11 km. Bei gleichem Standortalter steigt dabei der Fein-

heitsgrad der Korngröße mit zunehmender Transportlänge an (BÄUMLER 2001: 62).

Der Indexwert der Feinschluffabreicherung $(fU+mU)/U$ lässt bei Profil 8 eine zu schwache und bei Profil 1 eine zu intensive Verwitterung erkennen (Figur 38c). Nach Überlegungen von TORRENT & NETTLETON (1979) ist für diesen Quotienten eine stärkere Unabhängigkeit von der Korngrößenzusammensetzung des Ausgangssubstrats anzunehmen als für die zuvor genannten Indizes, da speziell der chemische Zerkleinerungsprozess innerhalb der Schlufffraktion mit abnehmender Partikelgröße an Wirksamkeit gewinnt. Dies zeigt sich am deutlichsten bei Profil 3. Sind für dieses Profil bei nahezu allen granulometrischen Verwitterungsindizes die höchsten Verwitterungsintensitäten zu beobachten, zeigt sich bei der Feinschluffabreicherung, abgesehen von Profil 8, die geringste Verwitterungsintensität. Große Unterschiede zwischen Lössauflage und Moräne mit einer vergleichsweise stärker erscheinenden Verwitterungsintensität der äolischen Deckschicht bei Profil 8 machen jedoch deutlich, dass auch hier die unterschiedliche granulometrische Zusammensetzung der Ausgangssubstrate die Resultate beeinflusst.

Eine in Abhängigkeit vom Bodenalter höhere Zuwachsrates der Feintonfraktion gegenüber der der Gesamttonfraktion, ausgedrückt durch eine Zunahme des Quotienten fT/T , ist hier nicht festzustellen (Figur 38d). LEVINE & CIOLKOSZ (1983 : 93) stellen eine deutliche Zunahme des Indexwertes auch erst bei deutlich älteren, vorletzteiszeitlichen Bodenbildungen fest, da hier offenbar die verwitterungsbedingte Nachlieferung von Tonpartikeln aus der Schluff- und Sandfraktion sehr gering wird, wodurch der Anteil des Feintons am Ton teilweise auf über 50 % ansteigen kann. Bei den hier untersuchten Profilen ist dieser Anteil mit nur 0,87 bis 1,74 % hingegen sehr gering, weshalb die geringe Übereinstimmung der Indexwerte mit dem Standortalter vor allem über die übliche Streubreite der Messergebnisse verständlich wird.

5.1.6 Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse der pedochronologischen Untersuchung

Bezüglich der Ergebnisse aus der allgemeinen Profilsprache erscheinen mit Profil 1 und 3 die Profile an den jüngsten Standorten am intensivsten verwittert, denn hier haben sich Braunerden entwickelt. An den älteren Standorten der Profile 2 und 9 finden

sich hingegen geringer entwickelte Regosole. Der Grund hierfür ist in den unterschiedlichen Bodenbildungsbedingungen zu suchen. Generell zeichnen sich die Standorte der Profile 1 und 3 als vergleichsweise humid und das Ausgangssubstrat als carbonatarm und sauer aus, die Standorte der Profile 2 und 9 hingegen als vergleichsweise arid, carbonatreich und weniger sauer. Auch Profil 8 am ältesten Profilstandort erscheint nicht stärker verwittert als die Profile 1 und 3. Hier können ebenfalls lithologisch bedingt höhere pH-Werte und etwas weniger humide Bedingungen als Ursache vermutet werden. Die Auswirkungen der variierenden Standortbedingungen überkompensieren hier also eine über das Standortalter differenzierte Bodenentwicklung. Da sich alle Standorte durch für die Bodenbildung eher ungünstige Feuchtigkeitsverhältnisse auszeichnen, können sich bereits geringe klimatische und lithologische Unterschiede deutlich auf den Grad der Bodenentwicklung auswirken. Auch zwischen den pH-Werten oder Anteilen organischer Substanz und dem Standortalter der Bodenprofile lassen sich keine Abhängigkeiten erkennen. Abgesehen von unterschiedlichen Bodenbildungsbedingungen sind pH-Wert und org. Substanz dabei allerdings ohnehin als sehr grobe Indikatoren des Verwitterungsgrads anzusehen, für die in zahlreichen Untersuchungen kein Zusammenhang mit dem Bodenalter beobachtet wurde (u.a. WALKER & GREEN 1976, AHMAD et al. 1977, HARDEN 1982, ARDUINO et al. 1984, MARKEWICH et al. 1989).

Für die Profile 3 und 8 können, über die Profilsprache im Gelände und pedomische und granulometrische Homogenitätsindizes, durch Schichtwechsel bedingte Inhomogenitäten nachgewiesen, für Profil 9 wahrscheinlich gemacht werden. Nach Auswertung der Homogenitätsindizes kann ein solcher Schichtwechsel in Profil 1 zwar nicht nachgewiesen werden, jedoch deutet hier ein sprunghafter Anstieg des Skelettanteils ebenfalls auf einen solchen hin, was auch bei der Auswertung der Verwitterungsindizes Bestätigung findet. Hohe Schluff- und Feinsand-, sowie geringe Skelettanteile in den Oberböden lassen bei den Profilen 1, 3 und 8 eine geringmächtige äolische Deckschicht vermuten. Aus den Verwitterungsindizes abgeleitet ist dabei für die Profile 1 und 8 von einer zweiphasigen, bei Profil 3 von einer einphasigen Bodenentwicklung auszugehen. Die Verwitterungsindikatoren zeigen dabei auch, dass die aus den Moränen der Standorte 1 und 8 entstandenen Böden durch die Überlagerung der Deckschichten aufgrund deren geringer Mächtigkeit nicht in ihrer Entwicklung unterbrochen oder gar

gestoppt wurden und daher ihre Funktionalität als Indikator für das Alter der Moränendeposition gewährleistet ist.

Die aus den Ergebnissen der Gesamtelementanalyse abgeleiteten Verwitterungsindizes beruhen auf dem Ausmaß der Lösung und Verlagerung von Elementen. Da die standortbedingten Unterschiede im Carbonatgehalt, dem Niederschlag und dem pH-Wert direkt diese Lösungs- und Verlagerungsvorgänge beeinflussen, zeigt sich vergleichbar mit der allgemeinen Profilausprägung auch bei einigen dieser Indexwerte eine, bezogen auf das Standortalter, zu intensive Bodenentwicklung der Profile 1 und 3 und eine zu geringe Entwicklung der Profile 2 und 9. Bei einem Großteil der Indizes wird jedoch das Standortalter korrekt wiedergegeben oder die Auswirkungen unterschiedlicher Bodenbildungsbedingungen sind auf Profil 2 beschränkt, welches als einziges lithologisch bedingt extrem hohe Ca-Gehalte aufweist. Die beste Eignung kommt daher auch den Verwitterungsindizes zu, welche auf eine Einbeziehung von Ca als mobilen bzw. dem vom Ca-Gehalt stark beeinflussten Si als immobilen Faktor verzichten. Besonders hervorzuheben sind dabei der Feng-Index, der CIA sowie das Dreiecksdiagramm A-CN-K, da diese speziell auf den Vergleich von Böden mit unterschiedlichen Carbonatgehalten ausgerichtet sind, indem Ca komplett aus den Resultaten der Gesamtelementverteilung herausgelöscht bzw. rechnerisch auf die nichtcarbonatischen Anteile reduziert wird. Unter den als immobil eingestuften Elementen weisen Al gefolgt von Fe die besten Indikatoreigenschaften auf. Ti ist aufgrund seiner geringen Gehalte als Indikator zu fehleranfällig. Auf Seiten der mobilen Elemente zeigen Na und K eine gute Eignung, während Mg durch eine mögliche Fixierung in Vermikulit oder Mg-Chlorit (SINGER 1993: 177, BIRKELAND 1999) weniger verlässlich ist. Indizes auf Basis von Spurenelementen lassen aufgrund der hohen Fehleranfälligkeit wie bei Ti keine eindeutigen Aussagen zu. Unabhängig von der Wirkung der unterschiedlichen Standorteigenschaften erscheint bei fast allen Indizes Profil 3 vergleichsweise zu alt bzw. zu stark entwickelt. Möglicherweise ist dies auf eine Vorverwitterung des hier abgelagerten äolischen Materials zurückzuführen.

Für Verwitterungsindizes auf Basis pedogener Oxide ist generell von einer geringeren Abhängigkeit der Ergebnisse von unterschiedlichen Niederschlagsmengen oder Ausgangssubstraten auszugehen. Die Quotienten Fe_o/Fe_d und Fe_o/Fe_t geben das unterschiedliche Standortalter korrekt, allerdings nicht immer ausreichend differenziert wieder. Da es sich

bei Fe_o um ein Zwischenprodukt der pedogenen Oxidantstehung handelt, vermuten CASPARI et al. (2004) ein Gleichgewicht innerhalb der Produktionskette als Ursache für konstante Fe_o/Fe_t -Quotienten. Fe_d/Fe_t und $\text{Fe}_{t-d}/\text{Fe}_t$ lassen eine zu intensive Bodenentwicklung bzw. ein zu hohes Bodenalter der Profile 2 und 3 erkennen. Es kann wahrscheinlich gemacht werden, dass eine geringere Nachlieferung an Fe_t in den Feinboden, bedingt durch unerschiedliche Ausgangssubstrateigenschaften, hierfür verantwortlich ist (vgl. FITZE 1982). Die Funktion des Bezugs zu Fe_t , der eigentlich die Vergleichbarkeit lithologisch-sedimentologisch differenter Profile verbessern soll, wird in dieser Situation in ihr Gegenteil verkehrt. Interessant ist ein sich aus dem Verhältnis $\text{Fe}_{d-o}/\text{Fe}_t$ ergebendes in Relation zu Profil 2 zu junges Bodenalter von Profil 9. Da methodisch bedingte Gründe hierfür auszuschließen sind, wurde die an Profilstandort 9 vermutete Deckschicht möglicherweise erst deponiert, nachdem die Ablagerung der Moräne an Profilstandort 2 bereits erfolgt war. Die aus pedogenen Al-Oxiden abgeleiteten Verwitterungsindizes bieten generell keine gesicherten Ergebnisse, da die vorhandenen Oxidmengen hierfür zu gering sind. Für die relativ groben Farbindizes konnte weder ein mit dem Standortalter der Profile, noch ein mit den Gehalten pedogener Oxide übereinstimmendes Verteilungsmuster festgestellt werden.

Deutliche granulometrische Unterschiede zwischen moränischem und äolisch transportiertem Material, aber auch kleinräumig innerhalb des moränischen Ausgangssubstrats, können die Funktionalität der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes beeinträchtigen. Dennoch zeigt sich bei fast allen Indexwerten für die Profile 1, 2 und 9 eine gute Übereinstimmung mit dem Standortalter der Bodenprofile. Die Tonerreicherung eignet sich dabei am besten und zeigt lediglich für Profil 3 eine zu hohe Verwitterungsintensität an. Bei den meisten Indizes lässt sich jedoch eine Unterschätzung der Bodenentwicklung für Profil 8 sowie eine Überschätzung für Profil 3 beobachten. Bei Profil 3 ist die Feinkörnigkeit des äolischen Ausgangssubstrats hierfür verantwortlich zu machen, bei Profil 8 die sich aus der kurzen Transportstrecke des kleinen Dhanladada-Gletschers ergebende Grobblockigkeit der Moräne. Die Abhängigkeit vom Ausgangssubstrat zeigt sich deutlich an den von Löss überdeckten Moränenstandorten der Profile 1 und 8, bei denen jeweils die jüngere Lössdecke stärker verwittert erscheint als die darunter liegende Moräne. Der vom Ausgangssubstrat unab-

hängigere Feinschluffabreicherungsindex wirkt den Substratunterschieden zwar entgegen, vermag deren Einfluß jedoch auch nicht zu kompensieren. Der Feintonanreicherungsindex eignet sich besser für deutlich ältere Böden und lässt aufgrund der insgesamt geringen Feintonmengen keine verlässlichen Aussagen zu.

5.1.7 Zusammenfassung: Zur Eignung der pedochronologischen Untersuchung als Maßstab der Vergletscherungsgeschichte im Thoron Khola, Linken Thoron Khola Seitental und Dhanladada Khola

Aufgrund der geringen Niederschläge bei semiariden klimatischen Verhältnissen im Muktinath-Becken und dem Thoron Kohla befindet man sich hier sicherlich in einem Grenzbereich der Möglichkeit einer pedologischen Relativdatierung von Moränen, da die Geschwindigkeit der Bodenentwicklung gering ist. Zwar lassen sich über die Profilsprache Unterschiede im Grad der Bodenentwicklung ausmachen, diese sind jedoch nicht das Resultat unterschiedlicher Entwicklungszeiträume, sondern finden in variierenden Bodenbildungsbedingungen ihre Ursache. Profilausprägung ebenso wie pH-Wert und Anteile organischer Substanz sind als pedochronologische Indikatoren hier nicht geeignet. Äolische Deckschichten können für die Profilstandorte 1, 3 und 8 nachgewiesen werden. Da jedoch deren Deposition unmittelbar nach dem Gletscherrückzug erfolgte bzw. eine spätere geringmächtige Deposition nicht zu einer Unterbrechung der Bodenentwicklung in den überdeckten Moräne führte, ist eine Korrelation des Bodenalters mit dem Alter der Moräne dennoch gewährleistet. Ausgewählte Elementmobilisierungsindizes sind hingegen, durch die Beschränkung auf wirksame Indikatorelemente, wie Al, Fe, Na, K oder nichtcarbonatisches Ca, trotz der trockenen Standortbedingungen und der extrem abweichenden Ca-Gehalte in Profil 2 gut als Gradmesser der Verwitterung und des Standortalters geeignet. Lediglich für Profil 3 lässt eine mögliche Vorverwitterung des äolischen Ausgangssubstrats eine Übertragung des Verwitterungsgrads auf das Bodenalter und Standortalter nicht zu. Da sich eine entsprechende Überschätzung des Verwitterungsgrads von Profil 3 bei fast allen Elementmobilisierungsindizes zeigt und auch anhand der Ergebnisse vieler pedogener Oxidind-Indizes und Granulometrie-Indizes zumindest nicht auszuschließen ist, kann eine Vorverwitterung als Ursache sehr wahrschein-

lich gemacht werden. Die pedogenen Fe-Oxid-Indizes zeigen, bedingt durch ihre geringere Abhängigkeit von den Niederschlagsverhältnissen, ebenfalls eine gute Eignung als Indikator für Verwitterungsgrad und Profilstandortalter, allerdings ergeben sich durch die substratspezifische Nachlieferung von Fe in den Feinboden vereinzelt methodisch bedingte Über- und Unterschätzungen des Verwitterungsgrads. Auf ein, in Relation zum Moränenalter des Profilstandorts 2, jüngeres Alter der Deckschicht an Profilstandort 9 deutet der Index Fe_{d-o}/Fe_t hin. Eine Bestätigung dieses Phänomens bei anderen Verwitterungsindizes findet sich allerdings nicht. Die granulometrischen Verwitterungsindizes zeigen für die in vergleichbarem Ausgangssubstrat entwickelten Profile 1, 2 und 9 eine gute Eignung als Indikator für das Boden- und Standortalter. Die deutlich abwei-

chenden Ausgangssubstrateigenschaften der Profile 3 und 8 lassen hingegen verlässliche Aussagen zu Boden- und Standortalter nicht zu.

Zusammengefasst lässt sich festhalten, dass über ausgewählte Verwitterungsindizes auf Basis der Elementmobilisierung und der pedogenen Oxide trotz rezent geringer Niederschlagsmengen und variierender Ausgangssubstrate eine mit den glazial-geomorphologischen Befunden übereinstimmende Relativdatierung der Profilstandorte möglich ist. Nur für Profilstandort 3 gilt dies aufgrund der Vorverwitterung des Ausgangssubstrats nicht. Für weitere Verwitterungsindizes, einschließlich fast aller granulometrischen, ist eine korrekte Wiedergabe des Standortalters aufgrund der Ausgangssubstratvarianz hingegen nur für einen Teil der Profilstandorte möglich.

5.2 Das Madek Dumda Khola

5.2.1 Zur Glazialgeomorphologie und der Auswahl geeigneter Bodenprofilstandorte im Madek Dumda Khola (Figur 10)

Das in nordwestliche Richtung verlaufende, rezent unvergletscherte Madek Dumda Khola schließt sich unmittelbar südlich an das Thoron Khola an und mündet aus einem kurzen, relativ breiten Kar herableitend in das Muktinath-Becken ein ((b) in Photo 8). Die unteren 3 km des gut 6 km langen und 1,5 bis 2 km breiten Tals erstrecken sich dabei innerhalb des Muktinath-Beckens. Die Karrückwand steigt bis zu einem zentralen Gipfel in 5240 m NN an, die Mündung in das Jhon Khola befindet sich in 3280 m NN nördlich der Siedlung Jharkot. Die höchste Erhebung ist an einem Schnittpunkt der Karrückwand mit dem Nordwestgrat eines namenlosen, 5418 m NN hohen Gipfels ausgebildet, der wiederum als Vorgipfel der mit 5939 m NN höchsten Erhebung des orographisch linken Ursprungskessels des Linken Thoron Khola Seitentals anzusprechen ist. Bei einer durchschnittlichen Neigung von $17,50^\circ$ lässt sich das Tallängsprofil grob in drei Bereiche unterschiedlicher Gefällestärke untergliedern (Figur 40). Oberhalb von 4480 m NN wird das Tal von den Karwänden dominiert und erreicht mit durchschnittlich $36,40^\circ$ die größte Neigung. Zwischen 3800 m und 4480 m NN sind karbodenartige Verflachungen mit teilweise mächtigen Moränenakkumulationen ausgebildet und der mittlere Neigungswinkel beträgt $19,40^\circ$. Zwei solcher vermuteten Karböden bzw. glazigenen Übertiefungen, die nachfolgend noch genauer diskutiert werden, sind andeutungsweise im Tallängsprofil bei ca. 4300 und 4100 m NN zu erkennen. Unterhalb von 3800 m NN mündet das Kar in das Muktinath-Becken und die mittlere Talneigung verringert sich deutlich auf nur noch $9,08^\circ$. Die orographisch rechte Talflanke, welche das Tal vom Linken Thoron Khola Seitental trennt, ist sowohl höher als auch steiler ausgebildet als die linke Talflanke (vgl. Photo 8).

Als Fortsetzung der im Linken Thoron Khola Seitental ausgebildeten Antiklinale fallen die jurazeitlichen Schichten in südwestliche Richtung ein, das Madek Dumda Khola ist in diesen subsequent angelegt. An der orographisch linken Talflanke treten dabei die Schichtköpfe zutage, während der gegenüberliegende Hang die in Relation zum Hanggefälle geringer geneigten Schichten anschneidet. Getrennt durch eine quer zur Talausrichtung verlaufenden Verwer-

fungslinie, welche sich im Mündungsbereich des Thoron Khola ins Muktinath-Becken fortsetzt, treten nach GODIN (2003: 309) im Unterlauf Schiefergesteine der jüngeren Lupra Formation auf, während im Oberlauf Kalksteinschichten der älteren Bagung und Jomsom Formation anstehen (Figur 9). Wie schon im Thoron Khola (vgl. Kuhle 1982a: Abb. 44, 47, 49) können anstelle des Kalksteins im oberen Taleinzugsgebiet jedoch eher Quarzite angenommen werden, worauf auch die chemischen Analysen der Bodenprofile hindeuten. Das Auftreten von Schiefergestein ist für die glazialgeomorphologische Untersuchung des Tals von unmittelbarer Bedeutung, da dieses Material in Form von Schieferfließungen zu erheblichen Umlagerungsprozessen der Moränendepositionen führen kann (KUHLE 1983: 63).

Die mittlere Jahresniederschlagssumme von 352 mm an der Klimastation Muktinath (3605 m NN), unmittelbar nördlich des Madek Dumda Khola im Muktinath-Becken gelegen, vermittelt nur einen ungefähren Eindruck der Niederschlagsverhältnisse für dieses Tal. Der plötzliche Übergang aus dem breiten und gering geneigten Muktinath-Becken in die steil aufragende Karform führt hier, ähnlich wie im Thoron Khola, regelmäßig zu intensiver Konvektionsbewölkung (vgl. Photo 10) und lässt kleinräumig, wie von MEURER (1982a, 1984) für das Kali Gandaki nachgewiesen, deutlich erhöhte Niederschläge erwarten. Dieser Trend lässt sich auch hier über den Wechsel der Vegetationsgesellschaften nachvollziehen. Während der Unterlauf des Madek Dumda Khola innerhalb des Muktinath-Beckens - mit der Siedlung Muktinath vergleichbar - von Dornzweigstrauchpolsterformationen der Hochgebirgshalbwüste bestanden ist, erlauben die höheren Niederschläge oberhalb von etwa 3700 m NN die Ausbreitung von Zwergstrauchformationen der feuchten Mattenstufe, ehe diese oberhalb von etwa 4600 m NN temperaturbedingt in Frostbodenfluren übergehen.

Im Rahmen der allgemeinen Beschreibungen des Jhon Khola wurde bereits kurz auf die Ausdehnung des Gletschers aus dem Madek Dumda Khola im letzten Hochglazial hingewiesen. Sowohl KUHLE (1982a: 28) als auch IWATA (1984) gehen davon aus, dass der Gletscher bis an die Siedlung Jharkot ((J) in Photo 22) heran und damit bis auf 3505 m NN herabreichte. Eine signifikante Endmoräne ist hier nicht überliefert, jedoch wird das talaufwärts im Muktinath-Becken anzutreffende wellige Relief als kuppige Endmoränenzone (im Vordergrund in Photo 22,

(●) in Photo 23) verständlich (KUHLE (1982a: 28), welche später durch Rutschungen und solifluidale Umlagerungen überprägt wurde (KUHLE 1980, 1982a: 143, IWATA 1984: 27). Die im folgenden Kapitel vorgestellten Schneegrenzberechnungen für das Madek Dumda Khola untermauern die Befunde sowie eine hochglaziale Gletscherausbildung bis in dieses Niveau; es resultiert ein Verlauf der hocheiszeitlichen Schneegrenze in 4098 m NN. Indirekt wird dieser hochglaziale Schneegrenzverlauf auch durch das tiefste Karbodenniveau bestätigt, welches in einer Höhe von 4080 m NN verläuft. Aufgrund einer möglicherweise strukturgeomorphologisch bedingten Höhenlage des Karbodenniveaus ist eine Ableitung des ehemaligen Schneegrenzverlaufs aus dieser jedoch nicht sicher (KUHLE 1991b: 17). FORT (1985: 167) hingegen vermutet die tiefste hochglaziale Eisrandlage weiter talaufwärts bei einem gut erhaltenen Zungenbecken ((●) in Photo 23), welches in 3720 m NN endet. Da diese zeitliche Zuordnung nicht auf Basis von Schneegrenzberechnungen oder absoluten Datierungen erfolgte, beruht sie vermutlich auf dem Lagebezug bzw. dem Erhaltungszustand der Moränen. Durch die fehlende Anbindung des Tals an rezent vergletscherte Bereiche ist über die Lagebeziehung allein eine sichere Datierung der das Zungenbecken einfassenden Moränen jedoch nicht möglich und auch der Erhaltungszustand der Moränen stellt hierfür ein zu ungenaues Kriterium dar. Nach der in dieser Arbeit rekonstruierten Schneegrenzhöhe von 4375 m NN lässt sich das Zungenbecken vielmehr dem spätglazialen Taglung-Stadium (II, vgl. Tabelle 1) zuordnen.

Die Moränendepositionen, welche sich zwischen der Siedlung Jharkot und dem Zungenbecken erstrecken, sind demnach dem Hochglazial (Stadium 0) und dem frühesten Spätglazial (Stadium I) zuzuordnen. Durch das Auseinanderfließen und die resultierende Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit des Gletschers beim Eintritt in das weite Muktinath-Becken sowie die intensive spätere Überformung der Moränen durch Rutsch- und Fließbewegungen sind deutliche Stadialmoränen wie schon beim Thoron Khola innerhalb des Beckens nicht überliefert (KUHLE 1983: 307). Der Madek-Dumda-Gletscher wurde dabei zwar beim Eintritt in das Muktinath-Becken einseitig durch den bereits etablierten Thoron-Gletscher kanalisiert, an seiner orographisch linken Seite fehlte jedoch ein entsprechendes Widerlager und das weite Beckenrelief gestattete ein Auseinanderfließen der Gletscherzunge. Das Fehlen deutlicher Ufer- bzw. Endmoränen, sowie die spätere Überformung der glazigenen Akkumulate verbunden

mit vermutlich mehrfacher intensiver Störung der Bodenbildung, lässt eine relative Datierung der Moränen mittels der auf ihnen entwickelten Böden unterhalb des dem Stadium II zugeordneten Zungenbeckens nicht zu. Die aus der hier vorherrschenden Vegetationsgesellschaft der Dornzweigstrauchpols-terformationen der Hochgebirgshalbwüste abzuleitenden trockenen Klimabedingungen sowie die ackerbauliche Nutzung vieler Standorte im Umfeld der Siedlung Jharkot würden eine Ableitung des Alters der primären Moränenablagerung aus dem Grad der Bodenentwicklung zusätzlich erschweren. Auf die Anlage von Bodenprofilen wurde daher in diesem Bereich verzichtet.

Das dem Stadium II zugeordnete Zungenbecken (Photo 23) markiert mit seiner Endposition in 3720 m NN die tiefste in ihrer primären Anlage erhaltene Endmoränenlage im Madek Dumda Khola. Die nahezu vollständige Konservierung der Zungenbeckenfüllung ((●) in Photo 23), wie auch der orographisch linken Ufermoräne ((■) links in Photo 23) und der Endmoräne ((■) in Photo 24), machen deutlich, dass spätere solifluidale oder lithologisch induzierte Formungsprozesse hier aufgrund des niedrigen Talgefälles nur geringfügige Wirksamkeit entfaltet haben. Lediglich die rechte Ufermoränen-einfassung ((■) rechts in Photo 23) ist bereits stärker erodiert und in einzelne Kuppen und Wälle gegliedert. Der sich an die rechte Ufermoräne anschließende, höher aufragende Hügel ((◆) in den Photos 23 und 8) ist vermutlich aus stark überprägtem Moränensubstrat des Hochglazials aufgebaut. Ob dieses dem Thoron-Gletscher oder dem Madek-Dumda-Gletscher zuzuordnen ist, lässt sich nicht mehr rekonstruieren. Photo 24 ist unterhalb des Zungenbeckens talaufwärts blickend entstanden und zeigt den Außenhang der Endmoräne (■) einschließlich des Überlaufdurchbruchs (unterhalb von (↓)). Bei dem flachen Talbodenniveau am Fuß der Endmoräne handelt es sich wahrscheinlich um die Reste einer Zungenbeckenverfüllung des nächstälteren Vergletscherungsstadiums (Stadium I). Im obersten Bereich der Endmoräne deuten sich einige frische Erosionskanten an. Da außerdem katastrophische Zungenbeckenseerausbrüche den gesamten Endmoränenfirst wiederholt intensiv erodiert haben dürften, eignet sich dieser Bereich nicht zur Anlage eines Bodenprofils. Günstig zur Bodenprofilanlage ist aber die vergleichsweise gut erhaltene orographisch linke Ufermoräne der Zungenbeckeneinfassung. Bodenprofil 6 ((X 6) in Photo 25) wurde nahe des talaufwärtigen Ursprungs der Ufermoräne erstellt. Da nach der Profilsprache im Gelände eine Über-

bzw. Umlagerung des Substrats nicht auszuschließen war, wurde im talabwärtigen Ufermoränenfortsatz vor dessen Umbiegung zur Endmoräne mit Bodenprofil 7 ((X 7) in Photo 25) ein Vergleichsprofil angelegt. Die mögliche Störung im talaufwärtigen Teil der Ufermoräne kann dabei in Versturzmateriale aus der oberhalb des Zungenbeckens einsetzenden Talbodenverteilung, oder auch in fluvialer Unterschneidung des Moränenaußenwalls im hier stärker kanalisierten Ufertal ihre Ursache haben. Da das Zungenbecken unmittelbar an den steileren Oberlauf des Madek Dumda Khola angrenzt, dürfte dieser Bereich bereits von Niederschlägen aus der Konvektionsbewölkung im Kar profitieren. Der Übergang in die Vegetationszone der feuchten Mattenstufe verdeutlicht dies.

Im talaufwärts anschließenden unmittelbaren Karbereich wird die Unterscheidung weiterer Rückzugsstadien erneut erschwert durch die hier infolge des steileren Talgefälles wieder stärker in Erscheinung tretende sekundäre Umlagerung der Moränendepositionen. FORT (1985: 167) und IWATA (1984: 27) ordnen diese ohne genauere Untergliederung dem Spätglazial zu, während KUHLE (1982a: 109) ein spätglaziales sowie ein frühneoglaziales Rückzugsstadium unterscheidet. Die Differenzierung erfolgt dabei über unvermittelt in den Depositionen des Talbodens unterhalb der ehemaligen Eisrandlagen einsetzende Schmelzwasserrinnen (KUHLE (1983: 62). Diese zwei jüngsten Eisrandlagen sind über die Pfeile in Photo 26 gekennzeichnet und befinden sich in einer Höhe von 4080 und 4330 m NN. Die hier berechneten Schneegrenzhöhen von 4562 und 4701 m NN legen für diese Eisrandlagen eine Zugehörigkeit zu den jüngsten spätglazialen Stadien III und IV nahe. Eine etwas jüngere Zeitstellung dieser Moränen bei KUHLE (1982a: 158, 161) lässt sich auf das damals noch ungenaue Kartenmaterial zurückführen, wodurch es zu einer Überschätzung der Höhe der Eisrandlagen und des Einzugsgebiets kam. Auffällig ist die übereinstimmende Position dieser jüngsten Gletscherendlagen mit den vermuteten älteren Karbodenniveaus. Diese räumliche Koinzidenz ist dabei nicht als zufällig, sondern als funktional zu verstehen. Durch ihre Übertiefung und die abschließende Karschwelle fungieren die Karböden als Sammelbecken jüngerer Gletscher. Dadurch ergibt sich ein gewisser Betragsumfang der Schneegrenzdepression, innerhalb dessen die Höhe der Eisrandlage unverändert im Karbodenniveau verbleibt und sich die Wahrscheinlichkeit einer Lagekoinzidenz entsprechend erhöht.

Im Bereich der tiefer liegenden Eisrandlage des Sta-

diums III (rechts von (→) in Photo 26) ist der vermutete ursprüngliche Karboden oder die Karschwelle von mächtigen Moränenablagerungen der jüngeren Vergletscherungen überdeckt. Unterhalb des ehemaligen Gletscherrandes findet sich Grundmoräne des Stadiums II ((◆) in Photo 26), im obersten Bereich möglicherweise auch abgerutschte Reste der Endmoräne des Stadiums III. Oberhalb erstreckt sich im Tiefenlinienbereich ein kleines Zungenbecken ((●) in Photo 27), welches randlich und talaufwärts in teilweise überformte, flache Grund- und Ufermoränenablagerungen übergeht ((■) in Photo 27). Von diesen ausgehend sind junge Schwemmschutfächer auf die zentrale Zungenbeckenverfüllung eingestellt. Die intensive Ausprägung des gestaffelten Rutschungsversatzes unterhalb des Zungenbeckens dürfte dabei auch in dem mittlerweile verlandeten Zungenbeckenensee ihre Ursache finden. Der Druck der Wassermassen sowie die intensivere Durchtränkung des Untergrundes begünstigten dabei die Rutschungen. Die aufgrund der geringen Neigung des Talbodens als relativ stabil anzusprechende orographisch rechte Grund- und Ufermoränenpartie ((■) in Photo 26) wurde zur Anlage des Bodenprofils 5 ausgewählt. Gegenüber den Standorten der Profile 6 und 7 kann man aufgrund der größeren Höhe (4100 m NN) und der Nähe zur Karrückwand für Profil 5 von humideren Standortbedingungen ausgehen, wenn sich dies auch nicht deutlich im Vegetationsbesatz widerspiegelt.

Die jüngste Eisrandlage des Stadiums IV in 4330 m NN ((•••) links von (←) in Photo 26) ist weniger deutlich ausgeprägt, primäre Ufer- oder Endmoränen sind nicht erhalten. Lediglich die plötzlich unterhalb dieses Niveaus in das Grundmoränensubstrat des nächstälteren Stadiums III eingeschnittene Schmelzwasserrinne (unter (↓) in Photo 27) markiert hier das ehemalige Gletscherende. Die darüber anschließenden Moränen des Stadiums IV sind stark fluvial und solifluidal überprägt, aber aufgrund der Nähe zur steilen Karrückwand auch von zahlreichen jungen Schuttfächern oder Lawinenschuttkegeln überlagert bzw. mit diesen vergesellschaftet. Sicher kam es dabei im Neoglazial auch zur kurzzeitigen Regeneration kleiner Lawinenkegelgletscher am Fuß der Karwand. Als Bodenprofilstandorte kommen diese Depositionen daher nicht in Frage. In der orographisch rechten Talhälfte tritt jedoch ein Festgesteinsrücken ((▲) in Photo 26 und Photo 27) im Bereich der ehemaligen Eisrandlage an die Oberfläche, der als Karschwellenrest oder Rundhöcker zu interpretieren ist. Das talabwärtige Ende dieser Felspartie dürfte zuletzt vom Gletscher des Stadiums IV

erreicht worden sein, jüngere Akkumulationen, Solifluktion oder Linearerosion haben diesen leicht exponiert über dem Talbodenniveau liegenden, flach geneigten Standort und die dortige Bodenentwicklung hingegen kaum beeinflusst. Das hier angelegte Bodenprofil 4, dem Rückzugsalter des Vergletscherungsstadiums IV entsprechend, befindet sich auf einer Höhe von 4350 m NN. Im Vergleich zu Profilstandort 5 dürfte die Niederschlagsmenge hier aufgrund der größeren Höhenposition noch einmal größer sein.

Im Bereich der jüngsten Eisrandlage lassen sich an der orographisch linken Talflanke bis in eine Höhe von etwa 60 m über dem Talbodenniveau (zwischen den horizontalen Pfeilen in Photo 27) Lockersubstratanlagerungen beobachten, die vermutlich als Grundmoränenreste des Vergletscherungsstadiums III zu interpretieren sind. Hieraus lässt sich eine Mindestgletschermächtigkeit von 60 m für den Gletscher dieses Stadiums ableiten. Generell ist für den Madek-Dumda-Gletscher von einer vergleichsweise geringen Mächtigkeit auszugehen, da dieser infolge der großen Talbreite eine nur geringe Kanalisierung erfuhr. Im Rahmen der Schneegrenzberechnung wurden aus diesem rekonstruierten Mindestwert der Gletschermächtigkeit des Gletscherstadiums III die Mächtigkeiten für die Gletscher der übrigen untersuchten Stadien abgeschätzt. Für die Stadien IV, II und 0 werden danach Gletschermächtigkeiten von 40, 100 und 150 m angenommen.

Aus eigenen geomorphologischen Untersuchungen und dem Vergleich der bestehenden Literatur (KUHLE 1980, 1982a, 1983, IWATA 1984, FORT 1985) lassen sich für das Madek Dumda Khola bezüglich der Vergletscherungsgeschichte, sowie der Auswahl für die Relativdatierung geeigneter Bodenprofilstandorte, folgende Ergebnisse ableiten. Das rezent unvergletscherte, 5240 m NN hohe Tal, mündet aus einem Kar herableitend in das weite Muktinath-Becken. Über eine kuppige Endmoränenlandschaft kann eine hochglaziale Gletscherausdehnung ins Muktinath-Becken hinein bis auf 3505 m NN und eine Absenkung der Schneegrenze auf 4098 m NN angenommen werden. Für das Hochglazial sowie das früheste spätglaziale Stadium I, für welches keine erkennbare Eisrandlage erhalten blieb, war das Erstellen von Bodenprofilen zur Relativdatierung aufgrund der intensiven Umlagerung der Moränen nicht sinnvoll. Die Eisrandlage des nächst jüngeren Stadiums II ist in Form eines gut erhaltenen Zungenbeckens in 3720 m NN im Übergangsbereich des Kars in das Muktinath-Becken überliefert, die zugehörige Schneegrenze verlief in 4375 m NN. Auf der

orographisch rechten, gut erhaltenen Ufermoräne wurden die Bodenprofile 6 und 7 angelegt. Im Kar selbst lassen sich trotz Schieferfließungen und solifluidaler Überprägung zwei weitere vorzeitliche Eisrandlagen in 4080 und 4330 m NN unterscheiden, die daraus abgeleiteten Schneegrenzverläufe in 4562 und 4701 m NN führen zu einer Zuordnung zu den jüngsten spätglazialen Vergletscherungsstadien III und IV. Die tieferliegende Eisrandlage des Stadiums III ist in einer Talbodenverflachung ausgebildet, deren Ursache vermutlich in einer älteren glazigenen Übertiefung bzw. einem alten Karbodenniveau zu suchen ist. Die sich aus dem geringen Talbodengefälle ergebende Verlagerungsstabilität ermöglichte im Bereich des orographisch rechten Grund- und Ufermoränenkomplexes die Anlage von Bodenprofil 5. Im Bereich der höherliegenden Eisrandlage des Stadium IV sind die zugehörigen Moränen durch jüngere Schuttakkumulationen überlagert bzw. mit diesen vergesellschaftet und nicht mehr zu differenzieren. Die Erstellung von Bodenprofil 4 erfolgte daher auf einem im Talbodenbereich exponierten, als Karschwelle bzw. Rundhöcker zu identifizierenden Felsrücken, welcher zuletzt vom Gletscher dieses Stadiums erreicht wurde.

5.2.2 Zum Verlauf der vorzeitlichen Schneegrenze im Madek Dumda Khola

Da das Madek Dumda Khola aufgrund seiner geringen Höhe gegenwärtig unvergletschert ist, kann die Höhe der rezenten Schneegrenze für dieses Tal nicht bestimmt werden; auch die Berechnung der Schneegrenzdepression für die rekonstruierten vorzeitlichen Eisrandlagen ist dadurch nicht möglich. Über glazialgeomorphologische Analysen wurden vier vorzeitliche Eisrandlagen lokalisiert, welche nach Schneegrenzberechnungen mittels der Methoden Höfer, Kuhle und Louis den Vergletscherungsstadien IV, III II und 0 (vgl. Tabelle 1) zuzuordnen sind. Ein Ergebnisvergleich ist den Figuren 41-42 zu entnehmen, Details zur Berechnung dem Anhängen 1-4. Für alle vier nachweisbaren vorzeitlichen Eisrandlagen ergeben sich erwartungsgemäß nach der Methode Höfer die tiefsten Schneegrenzhöhen, gefolgt von der Methode Kuhle und schließlich der Methode Louis.

Die höchstgelegene und damit jüngste Eisrandlage im Madek Dumda Khola befindet sich in einer Höhe von 4330 m NN relativ dicht unterhalb der steilen Karrückwand ((•••) links von (←) in Photo 26). Über die Methode Kuhle ergibt sich eine Schneegrenzhö-

he von 4701 m NN, die Eisrandlage ist dem Vergletscherungsstadium IV zuzuordnen. Talabwärts lässt sich die nächst ältere, dem Stadium III zugeordnete Eisrandlage in einer Höhe von 4080 m NN im Bereich einer kleinen Talbodenverflachung innerhalb des Kars nachweisen (rechts von (→) in Photo 26). Für den zugehörigen Gletscher errechnet sich mit der Methode Kuhle ein Schneegrenzverlauf in 4562 m NN. Bereits im Übergang zum flacheren Muktinath-Becken befindet sich die dem Stadium II zugerechnete, in Form eines Zungenbeckens gut konservierte Eisrandlage in 3700 m NN ((●) in Photo 23). Aus der Methode Kuhle resultiert für dieses Vergletscherungsstadium eine Schneegrenzhöhe in 4375 m NN. Die tiefste Eisrandlage des Madek-Dumda-Gletscher ist innerhalb des Muktinath-Beckens im Mündungsbereich des Madek Dumda Khola in das Jhon Khola nahe der Siedlung Jahrkot ((J) in Photo 22) auf einer Höhe von 3505 m NN wahrscheinlich zu machen und dem Hochglazial (Stadium 0) zuzuordnen. Für dieses Stadium lässt sich mit der Methode Kuhle eine Schneegrenzhöhe von 4098 m NN ermitteln. Dabei muss allerdings einschränkend hinzugefügt werden, dass bei der Berechnung der Schneegrenzwerte dieses Stadiums nur das Einzugsgebiet innerhalb des Madek Dumda Khola berücksichtigt wurde, obwohl aufgrund von hochliegenden Schliffgrenzen im Thoron Khola zumindest für das Hochglazial von einer Transfluenz des Thoron-Gletschers in das Madek Dumda Khola auszugehen ist. Die Auswirkungen einer solchen Eisinjektion lassen sich nur schwer abschätzen, der Madek-Dumda-Gletscher dürfte aber hierdurch deutlich weiter talabwärts gereicht haben. Die tiefsten erhaltenen Moränenablagerungen bei 3505 m NN beschreiben somit die hochglaziale Mindestausdehnung des Madek-Dumda-Gletschers.

Die Expositionsrichtung des Nährgebiets ist übereinstimmend bei allen Stadien mit NW anzugeben (Figur 43). Die orographische Schneegrenze im Madek Dumda Khola dürfte daher verglichen mit der klimatischen Schneegrenze aufgrund der strahlungsgeschützten Lage generell etwas tiefer liegen.

Die Abweichungen der Werte der Methode Kuhle gegenüber denen der Methoden Höfer und Louis lassen sich zum einen auf die unterschiedliche Höhe der Gletscherobergrenze, zum anderen auf den nur in der Methode Kuhle vorkommenden relief- und gletschertypabhängigen Korrekturfaktor FSD zurückführen. Zunächst sollen hier die Auswirkungen der variierenden Gletscherobergrenze isoliert betrachtet werden. Dies ist durch einen Vergleich mit der Methode Kuhle-Variante-1 möglich (Figur 42),

da hier zwar die Bestimmung der Gletscherobergrenze im Sinne der Methode Kuhle erfolgte, der FSD aber nicht zur Anwendung kommt. Es zeigt sich, dass mit zunehmender Gletschergröße bzw. zunehmendem Stadienalter die sich aus der unterschiedlichen Höhe der Gletscherobergrenze ergebende Differenz der Methode Kuhle (ersichtlich in Kuhle-Variante-1) zur Methode Höfer mit 63-76 m nahezu konstant bleibt, während die Differenz zur Methode Louis kontinuierlich von 113 auf 217 m ansteigt. Somit befinden sich die Werte der Methode Kuhle-Variante-1, bedingt durch die unterschiedliche Gletscherobergrenze, nicht genau in der Mitte zwischen den Methoden Höfer und Louis, sondern sind zur Methode Höfer hin verschoben. Diese Tendenz intensiviert sich mit zunehmender Gletschergröße. Eine extreme Konstellation, bei der sich wie im Fall des Yakwakan-Gletschers über die Methode Kuhle die tiefsten Werte ergeben, ist hier allerdings nicht zu beobachten, denn dafür müsste das Nährgebiet plateauartig ausgebildet sein. Die größere Nähe der Werte der Methode Kuhle zu denen der Methode Höfer erklärt sich allerdings ähnlich wie beim Yakwakan-Gletscher auch hier durch das eingipfelige Einzugsgebiet. Die mittlere Gipfelhöhe der Methode Kuhle errechnet sich als arithmetisches Mittel des Basiswertes und aller Gipfelhöhen über dem Basiswert. Je weniger Gipfel in die Rechnung mit eingehen, desto größer wird der Einfluss des Basiswertes und desto näher rückt der Wert der mittleren Gipfelhöhe an die mittlere Kammumrahmung (Gletscherobergrenze der Methode Höfer) heran und entfernt sich von der maximalen Gipfelhöhe (Gletscherobergrenze der Methode Louis). Da sich nach Literaturhinweisen (LOUIS 1954/55: 416, BENN & LEHMKUHL 2000: 25) jedoch gerade bei solchen kleinen und durch nur einen zentralen Gipfel dominierten Einzugsgebieten die Methode Louis zur Schneegrenzbestimmung am besten eignet, liefert hier die Methode Kuhle hinsichtlich der deutlich tieferen Gletscherobergrenze möglicherweise tendenziell zu niedrige Schneegrenzwerte.

Veränderungen der Schneegrenze über den FSD in der Methode Kuhle beruhen einerseits auf dem Winkelverhältnis zwischen Nähr- und Zehrgebiet, andererseits auf dem Gletschertyp. Außerdem nimmt der absolute Korrekturbetrag als Funktion der Gletschervertikalen mit dieser zu. Reliefkonstellation und resultierende Korrekturbeträge der einzelnen Vergletscherungsstadien des Madek-Dumda-Gletscher sind Figur 44 zu entnehmen. Für die beiden jüngsten Vergletscherungsstadien IV und III kann aufgrund der Schuttlieferung aus den steilen

Karwänden sowie der Lage innerhalb des Kares von einem stark schuttbedeckten und kanalisierten Ablationsgebiet ausgegangen werden. Die aufgrund dieses Ablationsschutzes höhere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen drückt sich beim FSD durch Verwendung der Gletschergruppe II (Tabelle 2) aus, welche zu einer korrektiven Anhebung der rechnerischen Schneegrenze führt. Über die Ufermoränenumrandung des talabwärtigen, dem Vergletscherungsstadium II zugehörigen Zungenbeckens wird deutlich, dass der Gletscher hier auch nach der Einmündung in das Muktinath-Becken eine relativ enge Kanalisierung beibehalten hat. Entsprechend ist auch der Gletscher dieses Stadiums Gletschergruppe II zuzuordnen und führt zu einer korrektiven Anhebung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD. Für den Gletscher des Stadiums 0 ist hingegen aufgrund der weitläufig verteilten Grund- und Endmoränenablagerungen innerhalb des breiten Muktinath-Beckens davon auszugehen, dass dieser in seinem Zehrgebiet nicht eng kanalisiert, sondern breit ausufernd angelegt war, was zu einer tieferen Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen führt. Es liegt daher nahe, für die Bestimmung des FSD hier durch die veränderte Gletscherkonfiguration auf Gletschergruppe IV (Tabelle 2) zurückzugreifen, welche im Gegensatz zur Gletschergruppe II eine korrektive Absenkung der Schneegrenze bewirkt.

Bei den beiden jüngsten, auf das engere Kargebiet beschränkten Vergletscherungsstadien IV und III ist das Nährgebiet aufgrund des Einflusses der steileren Karrückwand stärker geneigt als das Zehrgebiet (Figur 44). Die daraus resultierende tiefere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen kommt in der sich aus der positiven Winkeldifferenz von 9° bzw. 7° über den FSD ergebenden Absenkung der rechnerischen Schneegrenze zum Ausdruck. Die Winkelangaben beziehen sich dabei bereits auf die rekonstruierte Gletscheroberfläche. Dem entgegengesetzt bewirkt die Gletschergruppe II wie beschrieben eine Anhebung der rechnerischen Schneegrenze, die aufgrund der größeren Gletschervertikalerstreckung bei Stadium III höher ist. Zusammengefasst resultiert für Stadium IV eine Anhebung der rechnerischen Schneegrenze um 30 m, bei Stadium III um 47 m. Da die positiven Winkeldifferenzen relativ gering sind, wird deren absenkende Wirkung also durch die gletschertypbedingte Anhebung überkompensiert.

Der Gletscher des Stadiums II reichte nur mit seinem äußersten Ende über das Kar hinaus in das flacher geneigte Muktinath-Becken, weshalb das Zehr-

gebiet mit $19,20^\circ$ auch nur geringfügig flacher geneigt ist als bei Stadium III (Figur 44). Das Nährgebiet weist hingegen einen deutlich geringeren Neigungswinkel als bei den jüngeren Stadien auf und ist mit $20,78^\circ$ nur unwesentlich steiler als das Zehrgebiet. Neben der zunehmenden Verschiebung des Nährgebiets in das flachere Karbodenniveau ist für diese Winkelangleichung auch die zunehmende Gletschermächtigkeit verantwortlich. Es resultiert eine nur noch sehr geringe positive Winkeldifferenz von $1,6^\circ$, die zu einer minimalen Absenkung der rechnerischen Schneegrenze führt. Wie schon bei den jüngeren Vergletscherungsstadien bewirkt der Gletschertyp (Gletschergruppe II), der Winkeldifferenz entgegengerichtet, eine Anhebung der rechnerischen Schneegrenze und der Anhebungsbetrag erhöht sich gegenüber den jüngeren Stadien aufgrund der größeren Vertikalerstreckung des Gletschers noch einmal. Über den FSD ergibt sich damit insgesamt für Stadium II eine Anhebung der rechnerischen Schneegrenze um 97 m (Figur 44). Der im Vergleich zu den jüngeren Stadien deutlich höhere Betrag der Anhebung ist dabei sowohl der geringeren Absenkung durch die minimale positive Winkeldifferenz, als auch der deutlich größeren Vertikalerstreckung des Gletschers zuzuschreiben, welche zwischen Stadium III und II von 870 m auf 1155 m ansteigt.

Der dem Stadium 0 zugeordnete Gletscher drang weit in das flacher geneigte Muktinath-Becken vor. Bezogen auf die ehemalige Gletscheroberfläche beträgt der Neigungswinkel des Zehrgebiets dadurch nur noch $15,84^\circ$ (Figur 44). Da mit zunehmender Absenkung der Schneegrenze den steilen oberen Karwänden ein immer geringerer Anteil am Nährgebiet zukommt, sinkt auch der Nährgebietswinkel auf $17,59^\circ$. Die Winkeldifferenz ist dadurch mit $1,7^\circ$ fast genauso klein wie bei Stadium II und bewirkt wie dort eine minimale Absenkung der rechnerischen Schneegrenze. Im Gegensatz zu den drei jüngeren Vergletscherungsstadien führt der aufgrund der Ausbreitung des Gletschers im Muktinath-Becken veränderte Gletschertyp (Gletschergruppe IV) in Stadium 0, wie zuvor beschrieben, ergänzend zur Wirkung der Winkeldifferenz ebenfalls zu einer Absenkung der rechnerischen Schneegrenze, die sich insgesamt zu 58 m summiert (Figur 44). Aufgrund der äußerst geringen Winkeldifferenz ist dabei das Ausmaß der Korrektur über den FSD hauptsächlich auf den Gletschertyp zurückzuführen.

Die Eigenmächtigkeit der vorzeitlichen Gletscher führte dazu, dass das Niveau der Geländeoberfläche gegenüber der heutigen Taltopographie erhöht war.

Die dadurch hervorgerufene Vergrößerung der Nährgebietsfläche findet bei der Schneegrenzbestimmung nur in der Methode Kuhle durch eine auf die rekonstruierte Gletscheroberfläche verlagerte rechnerische Schneegrenze (vgl. Figur 44) und die daraus resultierende Verringerung der Winkeldifferenz und Anhebung der rechnerischen Schneegrenze Berücksichtigung. Auf Basis glazialgeomorphologischer Beobachtungen gehen dabei für die rekonstruierten Vergletscherungsstadien IV, III, II und 0 Gletschermächtigkeit von 40 m, 60 m, 100 m und 150 m in die Berechnungen ein und sind in den zuvor diskutierten Werten der Winkeldifferenzen bereits berücksichtigt. Dass die Berücksichtigung der Gletschermächtigkeit für die Schneegrenzbestimmung auch bei kleinen und relativ geringmächtigen Gletschern wie denen im Madek Dumda Khola keinesfalls eine zu vernachlässigende Randgröße darstellt, verdeutlicht ein Vergleich der Karten in Figur 45. In Karte a sind die Gletschernährgebietsflächen der vier rekonstruierten Stadien auf Basis der heutigen Taltopographie dargestellt, in Karte b auf Basis der jeweiligen Gletscheroberfläche. Bei den Stadien 0 und III vergrößert sich die Nährgebietsfläche durch Einbeziehung der Gletscheroberfläche um mehr als 1/5, bei Stadium II sogar um fast 30 %. Lediglich bei Stadium IV ist der Anstieg mit 17 % etwas geringer.

Die Resultate zeigen, dass im Madek Dumda Khola für den relief- und gletschertypabhängigen Korrekturfaktor in der Methode Kuhle die Winkeldifferenz aufgrund der geringen Neigungsunterschiede von Nähr- und Zehrgebiet vernachlässigbar ist und daher dem Gletschertyp primäre Bedeutung zukommt. Bei den jüngeren, Stadien IV, III und II führen somit die Kanalisierung und die vor Ablation schützende Schuttbedeckung der weitgehend auf das Kar begrenzten Zehrgebiete (Gletschergruppe II) zu einer korrektiven Anhebung der Schneegrenze, während aus dem in das weitläufige Muktinath-Becken vorstoßenden und breit auseinanderfließenden Ablationsgebiet (Gletschergruppe IV) des Stadiums 0 eine Absenkung resultiert. Die Ergebnisse der Methode Kuhle sind daher bei den drei jüngeren Stadien eher mit denen der Methode Louis vergleichbar, beim ältesten Stadium mit dem der Methode Höfer. Die topographischen Verhältnisse können einen deutlichen Einfluss auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen haben. Die Möglichkeit einer entsprechenden Anpassung bietet von den drei hier zur Anwendung kommenden Berechnungsverfahren jedoch nur die Methode Kuhle. Beim Madek-Dumda-Gletscher zeigt sich dieser Einfluss der To-

pographie auf die Schneegrenze besonders deutlich, da zwischen den Stadien II und 0 durch den Übergang des Gletschers aus dem Kar in das Muktinath-Becken ein krasser Wechsel der topographischen Verhältnisse eintritt. Durch den Korrekturfaktor FSD weist die Methode Kuhle somit die beste Adaption auf, um die Schneegrenze aus der Höhenlage von Gletscherober- und Gletscheruntergrenze abzuleiten und ist den Methoden Höfer und Louis vorzuziehen. Dabei ist es allerdings nicht auszuschließen, dass die über die Methode Kuhle ermittelten Schneegrenzwerte generell etwas zu tief sind, da methodisch bedingt bei kleinen, eingipfeligen Einzugsgebieten aus der mittleren Gipfelhöhe eine Unterschätzung der Höhe der Gletscherobergrenze sowie der Schneegrenze resultieren kann.

Für die vier im Madek Dumda Khola rekonstruierten Eisrandlagen ergeben sich in talabwärtiger Richtung somit Schneegrenzhöhen von 4701 m NN, 4562 m NN, 4375 m NN und 4098 m NN. Da aufgrund der geringen Höhenlage des Tals die rezente Schneegrenze sowie vorzeitliche Schneegrenzdepressionen nicht ermittelt werden können und außerdem eine hochglaziale Schneegrenzrekonstruktion aufgrund der Transfluenz des Thoron-Gletschers nur eingeschränkt aussagefähig ist, lassen sich die Eisrandlagen nur mit einer gewissen Unsicherheit bestimmten Vergletscherungsstadien zuordnen. Dennoch lässt ein Vergleich der Schneegrenzhöhen mit den von KUHLE (1982a: 151-158) für diese Region rekonstruierten klimatischen Schneegrenzverläufen auf eine Zugehörigkeit der Eisrandlage zu den Stadien IV, III, II und 0 schließen. Die etwas niedrigere Höhe der Schneegrenzwerte im Madek Dumda Khola kann dabei auf die strahlungsgeschützte NW-Exposition des Einzugsgebiets zurückgeführt werden. Eine weitere Erklärung bietet die bereits erwähnte Vermutung, dass sich aufgrund des eingipfeligen Einzugsgebiets nach der Methode Kuhle eine zu tiefe Gletscherobergrenze und daraus abgeleitet eine zu tiefe Schneegrenzhöhe ergeben kann.

5.2.3 Zusammenfassung: Zur Chronologie der Bodenprofilstandorte auf Basis der Glazialgeomorphologie und resultierender Schneegrenz-berechnungen (Figur 10)

Zwar ist davon auszugehen, dass auch im Neoglazial kleine Lawinenkegelgletscher den Fußbereich unterhalb der steilen Karrückwand des Madek Dumda Khola erreicht haben, eine großflächige und überdauernde Gletscherzunge hat diese höchstgelegene

Talverflachung, nach der zu rekonstruierenden Schneegrenzhöhe von 4701 m, jedoch zuletzt im spätesten spätglazialen Stadium IV bedeckt. Der nahe des zentralen Talbodenbereichs befindliche, glazigen überprägte Felsrücken in 4330 m NN wurde ebenfalls zuletzt vom Gletscher dieses Stadiums erreicht. Da Beeinflussungen des leicht exponierten, flachen Hügels durch jüngere Akkumulationen, Solifluktion oder Linearerosion unwahrscheinlich sind, ist das potentielle Entwicklungsalter des auf ihm angelegten Bodenprofils 4 dem ausgehenden Stadium IV gleichzusetzen.

Talabwärts lässt sich im Bereich einer weiteren Verflachung innerhalb des Kars bei 4080 m NN eine Eisrandlage lokalisieren, welche abgeleitet aus der rekonstruierten Schneegrenzhöhe von 4562 m NN Vergletscherungsstadium III zugerechnet werden kann. Reste eines Zungenbeckensees und zahlreiche Moränenakkumulationen bedecken den Talboden, sind aufgrund starker Überprägung durch solifluidal und lithologisch induzierte Massenbewegungen jedoch nur bedingt für eine pedologische Relativdatierung von Moränen geeignet. Die untersten Ausläufer der orographisch rechten Ufer- und Grundmoräne wirken allerdings aufgrund des flachen Talgefälles stabiler und sind auch relativ gut vor fluvialer Erosion und Überlagerung lokalen Hangschutts geschützt. Das Einsetzen der Bodenbildung des dort angelegten Bodenprofils 5 ist daher mit dem Ausklingen des Vergletscherungsstadiums III zu synchronisieren.

Die durch ein gut erhaltenes Zungenbecken im Übergangsbereich des Kars in das Muktinath-Becken dokumentierte Eisrandlage in 3700 m NN ist bei einer daraus abgeleiteten Schneegrenzhöhe von 4375 m NN Vergletscherungsstadium II zugehörig. Der gute Erhaltungszustand des Zungenbeckens einschließlich seiner Ufermoräneneinfassung macht

deutlich, dass hier vergleichsweise geringe postglaziale Umlagerungen erfolgt sind. Für die auf der durchgängig zu verfolgenden orographisch linken Ufermoräne angelegten Bodenprofile 6 und 7 kann daher mit einem potentiellen Beginn der Bodenbildung am Ende von Stadium II gerechnet werden. Eine morphodynamisch instabilere Lage des am talaufwärtigen Ansatz der Moräne angelegten Profils 6 schränkt dessen Eignung zur Moränen датierung allerdings ein. Bodenprofil 7 wurde daher als Ergänzung im talabwärtigen Bereich der Ufermoräne erstellt.

Talabwärts des Zungenbeckens wurden keine weiteren Bodenprofile angelegt, da einerseits die hier flächendeckend und bis in die Gegenwart zu beobachtenden Umlagerungsprozesse eine störungsfreie Bodenentwicklung auf den Moränenakkumulationen nicht möglich machen, und andererseits das zunehmend aride Klima innerhalb des Muktinath-Beckens eine für die pedologische Relativdatierung ausreichende Intensität der Bodenentwicklung nicht mehr sicherstellt. Als Vergleichsstandort für das Hochglazial (Stadium 0) dient daher, wie schon beim Thoron Khola, Bodenprofil 8 aus dem benachbarten Dhanladada Khola. Nähere Angaben zu diesem Profil sind den Kapiteln 5.1.1-5.1.3 zu entnehmen.

Eine Übersicht der Bodenprofilstandorte im Madek Dumda Khola einschließlich der aus den geomorphologischen Untersuchungen abgeleiteten zugehörigen Vergletscherungsstadien, mit deren Ende der potentielle Beginn der Bodenbildung gleichzusetzen ist, findet sich in Tabelle 11. Diese zeitliche Zuordnung dient im Folgenden als Bezugsgröße bei der Auswertung und Diskussion der pedologischen Datierungsindikatoren. Der Standort von Profil 8 ist danach am ältesten, gefolgt von denen der Profile 6 und 7, des Profils 5 und schließlich des Profils 4.

5.2.4 Beschreibung der Bodenprofile im Madek Dumda Khola

Bodenprofil 4 befindet sich am jüngsten Profilstandort im Madek Dumda Khola, gelegen auf einem tiefenliniennahen Festgesteinssockel aus Schiefer in 4330 m NN unterhalb der steilen Karrückwand. Der Standort wurde Vergletscherungsstadium IV zugeordnet. Eine Übersicht der Profileigenschaften ist Figur 46 zu entnehmen. Der mit 7° nach E und damit entgegen dem allgemeinen Talgefälle geneigte Standort ist gut durchfeuchtet und von Zwergstrauchformationen der feuchten Mattenstufe bestanden. Der mindestens 65 cm mächtige Boden gliedert sich in die Horizontfolge Ah/IIBv-Cv/IICv und ist als Ranker-Braunerde (WRB: Skeletic-dystric Cambisol) anzusprechen. Das gesamte Profil ist nach der Geländeansprache als carbonatfrei einzustufen. Der sich farblich und granulometrisch deutlich und scharf vom Unterboden abgrenzende Ah-Horizont weist eine Mächtigkeit von 20 cm auf, der Bv-Cv-Horizont ist mit 10 cm sehr geringmächtig, der Cv-Horizont misst mindestens 35 cm. Profilabwärts nimmt die Lagerungsdichte von 1,4 auf 1,2 ab, die Durchwurzelung geht von mittel auf schwach bis sehr schwach zurück und der Skelettanteil steigt von 5 über 35 auf über 55 % an. Der Sandanteil am Feinboden steigt deutlich von 23 auf 63 % an, während der Schluffanteil ähnlich stark von 64 auf 32 % sinkt. Auch der Tonanteil nimmt deutlich von 13 über 8 auf knapp 5 % ab. Besonders stark ausgeprägt ist dabei der Bodenartenwechsel zwischen dem Ah- und dem Bv-Cv-Horizont, wo der Sandanteil von 23 auf 50 % zunimmt, der Schluffanteil von 64 auf 42 % sinkt und die Schluffdominanz in ein Sanddominanz übergeht. Die mit zunehmender Bodentiefe schwächer werdende Bodenentwicklung spiegelt sich gut in der abnehmenden Rotfärbung des Hue-Wertes wieder, der von 7,5 YR über 10 YR in 2,5 Y übergeht. Auch die kontinuierliche profilabwärtige Abnahme der organischen Substanz von 6,51 auf 1,65 % kommt durch einen Anstieg des Dunkelstufes-Wertes in der Bodenfarbe zum Ausdruck. Der pH-Wert schwankt innerhalb des Profils nur geringfügig bei Werten zwischen 4,93 und 5,11. Insgesamt ist das Profil damit mittel bis stark sauer. Der sprunghafte Wechsel in der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens, aber auch im Bodenskelettanteil und der Lagerungsdichte lassen zwischen Ah- und Bv-Cv-Horizont auf einen möglichen Schichtwechsel innerhalb des Bodenprofils schließen. Betrachtet man diesbezüglich die chemischen Homogenitätsindizes Ti/Zr, Zr/Sr und Y/Zr, sind die Un-

terschiede zwischen den Horizonten, ausgedrückt über den Index-Quotienten der Nachbarhorizonte (Anhang 9a-c), zu gering, um darüber einen Schichtwechsel bzw. eine Inhomogenität bestätigen zu können. Von den drei granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9d-f) lässt der Korngrößenmedian ebenfalls keinen deutlichen Hinweis für einen Schichtwechsel erkennen. Die Quotienten $(gS+mS)/(fS+gU)$ und fS/gS hingegen weichen zwischen dem Ah- und Bv-Cv-Horizont deutlich voneinander ab - bei letzterem um mehr als den Faktor 25 - und bestätigen somit trotz fehlender Hinweise bei den meisten anderen Indizes den vermuteten Schichtwechsel. Die sehr geringen Anteile von gS (0,43 %) sowie der mit fast 64 % dominierende Schluffanteil im Feinboden des Ah-Horizonts lässt bei sehr geringen Skelettanteilen auf die Überlagerung des Anstehenden durch eine dünne äolische Deckschicht schließen.

Bodenprofil 5 (Figur 47) wurde auf der orographisch rechten Ufermoräne des Vergletscherungsstadiums III in 4100 m NN im Karbereich des Madek Dumda Khola angelegt. Der Standort ist gut durchfeuchtet, mit einer Neigung von 4° nach NE exponiert und von Zwergstrauchformationen der feuchten Mattenstufe bestanden. Im Einzugsgebiet sind verbreitet Quarzite und Schiefer anzutreffen. Das Profil gliedert sich in die Horizonte Ah/Bv1/Bv2/Cv und ist wie Profil 4 mindestens 65 cm mächtig und als Regosol-Braunerde (Dystric-haplic Cambisol) zu bezeichnen. Der Ah-Horizont weist eine Mächtigkeit von 10 cm auf, der Bv1-Horizont erstreckt sich über 9 cm, der Bv2-Horizont über 8 cm und der Cv-Horizont über mindestens 37 cm. Im Vergleich mit Profil 4 ist demnach der A-Horizont etwas schwächer ausgeprägt, die B-Horizonte etwas stärker. Bv1- und Bv2-Horizont unterscheiden sich nur bezüglich des Skelettanteils, der zum Bv2-Horizont hin von 20 auf 55 % ansteigt. Zur Laboranalyse wurde eine gemeinsame Mischprobe aus beiden B-Horizonten entnommen. Das gesamte Profil ist nach dem Feldebefund als carbonatfrei einzustufen. Der pH-Wert ist mit Werten zwischen 5,33 und 5,45 in allen Horizonten ähnlich und das Profil ist als mittel sauer einzustufen. Mit zunehmender Bodentiefe sinkt die Lagerungsdichte von 1,6 auf 1,2, die Durchwurzelung nimmt von stark auf schwach ab, der Anteil organischer Substanz sinkt von 8,28 auf 2,11 % und der Skelettanteil steigt von 5 über 20 und 55 auf 75 % an. Der Anteil der Sandfraktion am Feinboden steigt profilabwärts von 23 auf 69 % deutlich an, während der Anteil der Schlufffraktion in ähnlicher Dimension von 66 auf 26 % abnimmt.

Der Tonanteil sinkt von etwa 11 auf knapp 5 % ab. Aufgrund der deutlichen Verschiebung der Korngrößenverteilung ist insbesondere zwischen dem Bv2- und dem Cv-Horizont ein Schichtwechsel nicht auszuschließen. Bezüglich der Bodenfarbe zeigen sich innerhalb des Profils relativ geringe Unterschiede. Kleinere Werte für Dunkelstufe und Sättigung im Ah-Horizont spiegeln die höheren Gehalte an organischer Substanz wider. Der Übergang im Farbton von 10 YR im Bv2-Horizont auf 2.5 Y im Cv-Horizont verdeutlicht die geringere Bodenentwicklung im Cv-Horizont. Die im Zusammenhang mit der Korngrößenverteilung des Feinbodens getroffene Vermutung eines Schichtwechsels innerhalb des Bodenprofils kann weder über die drei chemischen Homogenitätsindizes Ti/Zr , Zr/Sr und Y/Zr , noch über den granulometrischen Index fS/gS (Anhang 9) eindeutig bestätigt werden. Nur beim Korngrößenmedian und tendenziell auch beim Quotienten $(gS+mS)/(fS+gU)$ zeigt sich eine deutlichere Differenz zwischen den Horizonten Bv2 und Cv. Da der Korngrößenmedian jedoch als Korngrößendurchmesser angegeben ist und somit aus der logarithmischen Skalierung des Korndurchmessers als entsprechend gemittelter Wert zwischen zwei Klassengrenzen berechnet wird, müssen größere Unterschiede im absoluten Wert des Korngrößenmedians nicht zwingend eine Inhomogenität widerspiegeln. Da sonst nur der $(gS+mS)/(fS+gU)$ -Quotient auf eine Inhomogenität hindeutet, wird für Profil 5 daher von einem homogenen, einschichtigen Profilverlauf ausgegangen.

Am talaufwärtigen Ansatz der orographisch linken Ufermoräne, welche das Zungenbecken im Übergangsbereich des Madek Dumda Khola in das Muktinath-Becken begrenzt und dem Vergletscherungsstadium II zuzuordnen ist, wurde in einer Höhe von 3775 m NN Bodenprofil 6 (Figur 48) angelegt. Im Einzugsgebiet stehen Quarzit und Schiefer an, der Standort weist eine mäßige Durchfeuchtung auf und ist mit 9° Richtung NW geneigt. Die natürliche Vegetation setzt sich auch hier wie bei den höherliegenden Standorten aus Zwergstrauchformationen der feuchten Mattenstufe zusammen, die jedoch intensiverer Beweidung ausgesetzt ist. Der Boden ist mindestens 65 cm tief entwickelt, setzt sich aus der Horizontfolge Ah/Bv/Cv zusammen und ist als Typische Braunerde (WRB: Haplic Cambisol) anzusprechen. Der Ah-Horizont ist mit nur 5 cm sehr geringmächtig ausgeprägt, der Bv-Horizont misst 25 cm, der Cv-Horizont mindestens 35 cm. Die Lagerungsdichte ist nur im Ah-Horizont mit 1,6 relativ hoch, in den tieferen Horizonten liegt sie nur

bei 1,0. Das gesamte Profil ist nach den Feldbefunden als carbonatfrei einzustufen. Profilabwärts verringert sich die Durchwurzelung von stark auf schwach und der Anteil des Bodenskeletts steigt deutlich von 20 auf über 75 % an. Der Anteil der Sandfraktion am Feindboden steigt kontinuierlich von 35 auf 71 % an, während der Schluffanteil von 53 auf 23 % und der Tonanteil von 11 auf 6 % absinkt. Der pH-Wert steigt leicht von 5,97 auf 6,25 an, sodass das gesamte Profil als schwach sauer zu charakterisieren ist. Entsprechend der geringen Mächtigkeit des Ah-Horizonts ist auch der Anteil organischer Substanz mit 4,68 % hier relativ niedrig und nimmt profilabwärts auf 1,50 % ab. Die Bodenfarbe weist innerhalb des Profils nur geringe Differenzen auf, die vor allem in einer stärkeren Rotfärbung (Hue 10 YR) des Ah-Horizonts zum Ausdruck kommen. Im Gegensatz zu den Profilen 4 und 5 lassen sich über die Profilsprache im Gelände für Profil 6 keinerlei Hinweise auf eine Inhomogenität oder gar einen Schichtwechsel innerhalb des Bodens erkennen. Eine genauere Homogenitätsprüfung mittels der chemischen und granulometrischen Indexwerte bestätigt diesen Eindruck, denn bei keinem dieser Indizes zeigen sich starke Unterschiede zwischen den Nachbarhorizonten, wie die Säulendiagramme in Anhang 9 zeigen.

Bodenprofil 7 (Figur 49) wurde ebenfalls auf der orographisch linken Ufermoräne des Vergletscherungsstadiums II angelegt, allerdings weiter talabwärts in 3720 m NN nahe der zugehörigen Eisrandlage. Im Einzugsgebiet kommen Quarzite und Schiefer vor, der Standort ist mit etwa 6° nach NW geneigt. Wie bei Profilstandort 6 sind auch hier bei mäßiger Durchfeuchtung beweidete Zwergstrauchformationen der feuchten Mattenstufe zu beobachten, die sich aufgrund der zunehmend ariden Bedingungen im Muktinath-Becken jedoch im Übergangsbereich zu Dornzwergstrauchpolsterformationen der Hochgebirgshalbwüste befinden. Das Profil ist mindestens 80 cm mächtig, gliedert sich in die Horizonte Ah/Bv/Cv und ist als Typische Braunerde (WRB: Skeletic-haplic Cambisol) anzusprechen. Vergleichbar mit Profil 6 ist der Ah-Horizont mit nur 8 cm relativ dünn, der Bv-Horizont ist jedoch mit 42 cm deutlich mächtiger und der Cv-Horizont weist eine Mindestmächtigkeit von 30 cm auf. Das Profil weist insgesamt eine geringe Lagerungsdichte von 0,9 bis 1,1 auf, profilabwärts geht die Durchwurzelung von mittel auf schwach zurück und der Skelettanteil steigt von 40 auf 75 % an. Die Entkalkungsgrenze befindet sich nach den Feldbefunden unterhalb des Bv-Horizonts. Die Gesamtelementana-

lyse zeigt allerdings nicht wie bei Profil 2 im Thoron Khola deutlich erhöhte CaO-Anteile von mehr als 30 %, sondern nur ein geringfügig höheres Niveau von 1,47 %, was auf geringe Beimengungen von Kalkstein im Ausgangssubstrat schließen lässt. Der pH-Wert steigt entsprechend von sehr schwach sauren 6,70 im Ah-Horizont auf sehr schwach alkalische 7,07 und 7,15 im Bv- und Cv-Horizont an. Der Anteil organischer Substanz geht von relativ niedrigen 3,53 % im Ah- auf 1,13 % im Cv-Horizont zurück. Mit zunehmender Bodentiefe sind kaum Unterschiede in der Korngrößenverteilung des Feindbodens festzustellen. Der Anteil der überall dominierenden Sandfraktion steigt leicht von 54 auf 56 % an, der Schluffanteil sinkt minimal von 37 auf 35 %, der des Tons von 9,4 auf 8,6 %. Auch bei der Bodenfarbe zeigen sich allenfalls gerinfügige Unterschiede zwischen den Horizonten. Ähnlich wie bei Profil 6 lassen sich weder aus der Profilsprache im Gelände, noch aus den chemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9) Hinweise auf eine mögliche Inhomogenität bzw. einen Schichtwechsel im Profilverlauf erkennen.

Zusammengefasst zeigt sich durch die Ansprache im Gelände bei den Profilen 4 und 5 einerseits und den Profilen 6 und 7 andererseits eine jeweils ähnliche Ausprägung der Böden. Die Profile 4 und 5 weisen beide mit weniger als 20 cm relativ geringmächtige B-Horizonte auf und sind daher als Übergänge zwischen einem Regosol bzw. Ranker und einer flachgründigen Braunerde zu deuten. Die A-Horizonte sind deutlich ausgeprägt, scharf abgegrenzt und weisen mit 6,51 bis 8,28 % einen relativ hohen Anteil organischer Substanz auf. Beide Profile sind vollständig carbonatfrei und als mittel sauer einzustufen. Skelettanteil und Anteile der Sandfraktion nehmen mit zunehmender Bodentiefe deutlich zu, jedoch nur bei Profil 4 ausreichend sprunghaft, um von einem Schichtwechsel innerhalb des Profils ausgehen zu können. Der schluffreiche Feinboden im Ah-Horizont lässt vermuten, dass das Anstehende von einer geringmächtigen Lössdecke überlagert wird. Die Profile 6 und 7 zeigen dagegen mit 25 bis 42 cm Mächtigkeit deutlich stärker ausgeprägte B-Horizonte und sind trotz geringmächtiger und weniger humoser A-Horizonte als typische Braunerden zu bezeichnen. Beide Profile weisen höhere pH-Werte auf und sind als schwach sauer bis sehr schwach alkalisch einzustufen. Im Cv-Horizont von Profil 7 sind dabei sogar carbonatische Bestandteile nachzuweisen und die Gesamtelementanalyse lässt hier auf geringe Beimengungen von Kalkstein im Ausgangssubstrat schließen. Die Horizontgrenzen

sind bei den Profilen 6 und 7 weniger scharf ausgeprägt und auch die Unterschiede in der Bodenfarbe und Korngrößenzusammensetzung innerhalb der Böden sind weniger deutlich. Bedenkt man die aus der topographischen und geomorphologischen Situation wahrscheinlich zu machende höhere Instabilität von Profilstandort 6, so könnte die im Vergleich zum benachbarten Profil 7 geringere Bodenmächtigkeit von Profil 6 das Resultat einer jüngeren, nach einer sekundären Umlagerung des Moränensubstrats einsetzenden Bodenbildung sein. Im Vergleich zu den Profilen 4 und 5 deutet sich bei den auf den älteren Standorten erstellten Profilen 6 und 7 aufgrund der mächtigeren B-Horizonte eine intensivere Verwitterung an, andere Faktoren, wie Horizontdifferenzierung, pH-Wert oder der Anteil organischer Substanz, sprechen hingegen für eine stärkere Bodenentwicklung der Profile 4 und 5. Ähnlich wie schon bei den Bodenprofilen im Thoron Khola muss hierbei allerdings berücksichtigt werden, dass Unterschiede bei den Bodenbildungsfaktoren zu beobachten sind, die bei der Interpretation des relativen Bodenentwicklungsalters bedacht werden müssen. Die Pufferfähigkeiten der Profile 6 und 7 sind aufgrund des carbonatreicheren Ausgangssubstrats relativ hoch und führen gemeinsam mit den im Übergang zum Muktinath-Becken abnehmenden Niederschlagsmengen zu einer tendenziell geringeren Bodenbildungsgeschwindigkeit an diesen Standorten. Zum Vergleich mit einem hochglazialen Bodenprofilstandort dient erneut das Profil 8 im benachbarten Dhanladada Khola, welches bereits gemeinsam mit den Bodenprofilen aus dem Thoron Khola genauer beschrieben wurde (vgl. Kapitel 5.1.4). Die zweiphasige Bodenentwicklung innerhalb von Profil 8, mit einer Braunerde über einem Regosol, macht eine Einschätzung des relativen Bodenentwicklungsalters allein aus den allgemeinen Profileigenschaften schwierig. Hier werden erst die aus den pedologischen Laboranalysen abgeleiteten spezifischen Verwitterungsindizes genauere Aussagen zulassen.

5.2.5 Ergebnisse der Verwitterungsindizes für die Bodenprofile im Madek Dumda Khola

Für die aus den Laboranalyseergebnissen der Bodenproben abgeleiteten Verwitterungsindizes erfolgt ein Vergleich der Bodenprofile vorrangig über die Hauptverwitterungshorizonte, welche über die höchsten Anteile kristalliner pedogener Fe-Oxide am Gesamteisengehalt ($\text{Fe}_{\text{d-o}}/\text{Fe}_\text{t}$) definiert sind (vgl.

Kapitel 2.3.). Ein Vergleich über die Profilmittelwerte zeigt in der Regel übereinstimmende Ergebnisse und wird nur im Ausnahmefall genauer diskutiert. Bei den Profilen 5 und 7 ist über die pedogenen Oxide der Hauptverwitterungshorizont eindeutig zu bestimmen. Für Profil 5 ist dies der Bv1-Bv2-Horizont, für Profil 7 der Bv-Horizont. Bei Profil 6 hingegen weisen der Ah- und der Bv-Horizont nahezu identische Fe_{d-o}/Fe_t -Höchstwerte auf und kommen daher bei auch sonst vergleichbaren Verwitterungseigenschaften beide als Hauptverwitterungshorizont in Frage. Da bei den Profilen 5 und 7 jeweils der Bv-Horizont als Zone maximaler Verwitterung Verwendung findet, fällt auch bei Profil 6 die Wahl auf den Bv-Horizont. Auch bei Profil 4 ist der höchste Anteil kristalliner pedogener Fe-Oxide mit nahezu identischen Werten sowohl im Ah- als auch im IIBv-Cv-Horizont zu beobachten. Dabei muss auf den Schichtwechsel innerhalb des Profils geachtet werden. Den Hauptverwitterungshorizonten der anderen Profile werden daher sowohl der in der Lössdecke entwickelte Ah- als auch der im Anstehenden entwickelte IIBv-Cv-Horizont gegenübergestellt, um eventuell mehr über den Zeitpunkt der Ablagerung der Lössdecke erfahren zu können. Für die vergletscherungsgeschichtliche Interpretation ist jedoch nur der Verwitterungsgrad des IIBv-Cv-Horizonts relevant.

Profil 8, welches bereits im Zusammenhang mit den Profilen im Thoron Khola als Vergleichsstandort für das Hochglazial genauer betrachtet wurde (Kapitel 5.1.5), wird zu diesem Zweck auch den Bodenprofilen im Madek Dumda Khola gegenübergestellt. Da die Lössauflage an Profilstandort 8 erst abgelagert wurde, als sich auf der darunter befindlichen Moräne bereits ein Boden entwickelt hatte, ist nach den pedochronologischen Befunden in Kapitel 5.1.5 nur der IIAh-Cv-Horizont von Profil 8 als Indikator für das Moränenalter geeignet. Beim Vergleich mit den Profilen des Madek Dumda Khola findet daher nur dieser Horizont Beachtung.

5.2.5.1 Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes

Die Ergebnisse der auf der - während der Bodenentwicklung infolge elementspezifischer Lösungs- und Verlagerungsprozesse - sich ändernden Gesamtelementverteilung beruhenden Verwitterungsindizes für die Bodenprofile im Madek Dumda Khola sind Anhang 5 zu entnehmen. Die Resultate für die Hauptverwitterungshorizonte bzw. die Profilmittel-

werte sind zur besseren Vergleichbarkeit für die Profile 4, 5, 6, 7 und 8 in den Figuren 50-58 gegenübergestellt. Es fällt auf, dass die vier Profile aus dem Madek Dumda Khola (4, 5, 6, 7) bei den meisten Verwitterungsindizes nur relativ geringe Unterschiede aufweisen und dabei einen dem Standortalter entsprechenden Trend bei sehr variabler Verteilung nur in Ausnahmefällen erkennen lassen. Die geringen Unterschiede in den Ergebnissen senken dabei die Fehlertoleranz erheblich, worin möglicherweise ein Grund für die uneinheitlichen Resultate zu suchen ist. Dennoch sind bestimmte Bezugsmuster zwischen den Profilen wiederholt zu beobachten und sollen nachfolgend beschrieben werden. Bei nahezu allen Indizes ist korrekterweise die höchste Verwitterungsintensität bei Profil 8 und somit am ältesten Profilstandort zu beobachten. Hiervon ausgenommen sind nur der MWPI, sowie die Quotienten MgO/TiO_2 , Fe_2O_3/CaO , CaO/MgO , Zr/P_2O_5 , Ba/Sr , Rb/Sr und die Summe der immobilisierten Elemente ($SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3$), sowie innerhalb des Dreiecksdiagramms CM-KN-SAF die Elementsumme ($MgO+CaO$) (Figuren 50a, 52f, 53a, c, 54a, b, c, 56a, 57b). Bezüglich des MWPI (Figur 50a), der Quotienten Fe_2O_3/CaO und CaO/MgO (Figuren 53a, c) und der Summe ($MgO+CaO$) im CM-KN-SAF-Diagramm (Figur 57b) war bereits bei der Gegenüberstellung mit den Profilen des Thoron Khola für Profil 8 ein zu geringer Entwicklungsgrad zu beobachten (vgl. Kapitel 5.1.5.1). Ein vergleichsweise hoher pH-Wert von 7,30 im IIAh-Cv-Horizont des Profils 8, der auf basenreicheres Ausgangssubstrat mit erhöhten Pufferfähigkeiten schließen lässt, konnte dort als Grund für einen geringeren erscheinenden Verwitterungsgrad wahrscheinlich gemacht werden. Auch im Vergleich mit den Profilen im Madek Dumda Khola weist Profil 8 die höchsten pH-Werte auf, sodass auch hier das basenreichere Ausgangssubstrat für den scheinbar zu geringen Verwitterungsgrad verantwortlich zu machen ist. Dass unterschiedliche Zusammensetzungen des Ausgangsmaterials hier insbesondere die Funktionalität des MWPI einschränken, wird durch einen Vergleich innerhalb des Profils 8 deutlich. Während sich nach den Resultaten fast aller Verwitterungsindizes für den in der jüngeren Lössauflage entwickelten Bv-Horizont erwartungsgemäß ein geringerer Verwitterungsgrad nachweisen lässt, als für den in der älteren Moräne entwickelten IIAh-Cv-Horizont, zeigt sich beim MWPI ein umgekehrtes Bild. Vergleichbar ist die Situation bei Mg/Ti , Zr/P_2O_5 , und Rb/Sr (Figuren 52f, 54a, c). Wie beim MWPI ergibt sich auch hier für den IIAh-Cv-Horizont des Profils

8 sowohl in Relation zu einigen der jüngeren Profile des Madek Dumda Khola, als auch zum Bv-Horizont der jüngeren Lössdecke in Profil 8 selbst ein zu geringer Entwicklungsgrad. Offensichtlich reichen auch hier die Differenzen in der chemischen Zusammensetzung des Ausgangssubstrats aus, um die Funktionalität dieser Verwitterungsindizes zu beeinträchtigen. Bei den drei letztgenannten Indizes sowie dem Index Ba/Sr (Figur 54b) erhöht sich das Risiko einer fehlerhaften Interpretation des Verwitterungsgrads außerdem durch die Verwendung der Spurenelemente Zr, Ba, Sr bzw. des ebenfalls nur in geringen Mengen auftretenden Ti, da sich die Fehlerwahrscheinlichkeit durch die niedrigen Gesamtelementanteile vergrößert.

Ein weiterer Trend, der in vielen Verwitterungsindizes zu beobachten ist, zeigt für Profil 7 einen vergleichsweise geringen Grad der Bodenentwicklung, obwohl dieser Profilstandort innerhalb des Madek Dumda Khola am ältesten ist. Nicht selten signalisieren die Indizes dabei für Profil 7 sogar den geringsten Verwitterungsgrad aller Profile in diesem Tal. Eine entsprechende deutliche Unterschätzung des Bodenalters von Profil 7 ergibt sich bei NKCM/AFT, Feng-Index, NKCM/A, CIA (sowohl bei silikatischen Ca als auch Gesamt-Ca), CIW, FA/S, S/AFT, K_2O/Al_2O_3 , Fe_2O_3/CaO , SiO_2/Al_2O_3 , SiO_2/Fe_2O_3 und Factor 1, sowie bei $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ und SiO_2 innerhalb des CMKN-AF-S-Dreiecksdiagramms und Al_2O_3 im Dreiecksdiagramm A-CN-K (sowohl mit silikatischem Ca als auch Gesamt-Ca) (Figuren 50b, c, 51a-e, 52b, 53a, d, e, 55a, 57a, c, d). Charakteristisch für all diese Indizes ist die Verwendung von Al_2O_3 oder Fe_2O_3 auf Seiten der immobilisierten Elemente, während SiO_2 unberücksichtigt bleibt oder als mobiles Element in die jeweiligen Indexwerte eingeht. Ähnlich wie bei Profil 8 ist die relativ zu gering erscheinende Verwitterung von Profil 7 auf eine andere Elementzusammensetzung des Ausgangssubstrats an diesem Standort zurückzuführen. Hieraus ergeben sich unabhängig von Verwitterungsprozessen generell vergleichsweise hohe SiO_2 -Anteile und niedrige Al_2O_3 - und Fe_2O_3 -Anteile. Die Unterschiedlichkeit des Ausgangssubstrats von Profil 7 zeigt sich auch darin, dass nur an diesem Standort carbonatische Bestandteile nachgewiesen werden konnten. In den Elementanteilen des Hauptverwitterungshorizonts schlägt sich dies allerdings nur in allenfalls geringfügig erhöhten CaO-Anteilen nieder. Für den CIA und das Dreiecksdiagramm A-CN-K, die jeweils sowohl unter Verwendung der Gesamt-Ca-Anteile als auch der nach dem Verfahren von MCLENNAN

(1993) berechneten silikatischen Ca-Anteile bestimmt worden sind, zeigt sich auch nach Abzug der carbonatischen Komponenten ein unverändert geringer Entwicklungsgrad für Profil 7. Den Auswirkungen der geringfügig unterschiedlichen Carbonatgehalte im Ausgangssubstrat der Bodenprofile auf die Ergebnisse der genannten Verwitterungsindizes kommt daher allenfalls sekundäre Bedeutung zu. Anders verhält sich dies bei Indizes, die nur die leicht verlagerbaren (Erd-)Alkalimetalle enthalten. Bei CaO/MgO und WI(P) (Figuren 53c, 55b) reichen die höheren Carbonatanteile in Profil 7 in Kombination mit dem in Relation zu Profil 4 und 5 arideren Standortklima aus, um eine Unterschätzung des Verwitterungsgrads herbeizuführen.

Auch für Profil 6, welches ein mit Profil 7 übereinstimmendes Standortalter aufweist, sind über die Verwitterungsindizes häufig geringere Verwitterungsintensitäten als bei den an den jüngeren Standorten erstellten Profilen 4 und 5 zu diagnostizieren. Hier muss allerdings bedacht werden, dass schon im Zusammenhang mit den glazialgeomorphologischen Untersuchungen und der Profilansprache im Gelände auf die Standortinstabilität hingewiesen wurde, in dessen Folge ein in Relation zum Standortalter zu junges Bodenalter nicht unwahrscheinlich ist. Trotzdem weisen auch einige Indizes Profil 6, dem Standortalter entsprechend, als das am weitesten entwickelte Bodenprofil im Madek Dumda Khola aus. Mit FA/S, S/AFT, K_2O/Al_2O_3 und SiO_2/Al_2O_3 (Figuren 51e-f, 52b, 53d) trifft dies insbesondere auf solche Verwitterungsindikatoren zu, welche für Profil 7 aufgrund der dort anzutreffenden Ausgangssubstratzusammensetzung zu einer deutlichen Unterschätzung der Bodenentwicklung führten. Da die Profile 6 und 7 auf der selben Ufermoräne angelegt wurden, macht dieser Vergleich deutlich, wie heterogen Moränenakkumulationen zusammengesetzt sein können und so die Interpretation des Moränenalters aus dem Intensitätsgrad der auf ihnen entwickelten Böden auf Basis von Verwitterungsindizes erschweren.

Entsprechend der zuvor diskutierten, oft zu beobachtenden Unterschätzung des Verwitterungsgrads der Profile 6 und 7 resultiert zwangsläufig in diesen Fällen eine relative Überschätzung des Verwitterungsgrads der Profile 4 und 5 an den jüngsten Profilstandorten. Wie teilweise im Zusammenhang mit den Profilen 6 und 7 bereits erwähnt wurde, sind die Gründe hierfür in unterschiedlichen Bodenbildungsfaktoren hinsichtlich des Ausgangssubstrats und des Standortklimas zu suchen. Die Abweichungen in der chemischen Zusammensetzung des Ausgangsmaterials sind dabei in einigen Fällen groß genug, um die

Wirkung der verwitterungsbedingten Änderungen der chemischen Zusammensetzung überkompensieren zu können. Außerdem führen die lithologisch bedingt höheren pH-Werte der Profile 6 und 7 zu einer stärkeren Pufferkapazität und dementsprechend zu einer in Relation zu den Profilen 4 und 5, abgeleitet aus den auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes, scheinbar geringeren Bodenentwicklung. Verstärkt wird dieser Trend durch die standortabhängig variierenden Niederschlagsmengen. Diese nehmen talaufwärts, d.h. in Richtung der jüngeren Profilstandorte, aufgrund der im Übergang vom Muktinath-Becken in das steile obere Madek Dumda Khola einsetzenden konvektiven Hangbewölkung kontinuierlich zu und verstärken so bei den jüngeren Standorten die über das Sickerwasser gesteuerten Verlagerungsvorgänge.

Trotz der zuvor beschriebenen Schwierigkeiten, die sich aus den komplizierten Standorteigenschaften der Bodenprofile für die Interpretation des Standortalters aus dem Grad der Bodenentwicklung ergeben, zeigt sich unter Berücksichtigung zumindest jeweils eines der dem gleichen Standortalter entsprechenden Profile 6 und 7 eine mit dem Standortalter übereinstimmende Rangfolge der Bodenverwitterung. Dies gilt für die Indizes FA/S , S/AFT , K_2O/Al_2O_3 , K_2O/Na_2O , SiO_2/Al_2O_3 , SiO_2 im Dreiecksdiagramm CMKN-AF-S und K_2O im Dreiecksdiagramm A-CN-K (sowohl mit Gesamt-Ca, als auch silikatischem Ca) (Figuren 51e-f, 52b, 53b, d, 57a, c, d). Beim Vergleich über die Profilmittelwerte gilt dies auch bei K_2O/TiO_2 und bei Na_2O+K_2O im Dreiecksdiagramm CM-KN-SAF (Figuren 52d, 58a). Ähnlich wie bei den Profilen im Thoron Khola zu beobachten war, eignen sich als Indikatorelemente für Immobilität vor allem Al und Fe, für Mobilität vor allem K, Na und Si.

Zusammengefasst lassen sich für die Profile im Madek Dumda Khola nur bei wenigen der auf der verwitterungsbedingten Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes dem Standortalter entsprechende Bodenverwitterungsgrade beobachten. Immobilität wird dabei am zuverlässigsten durch die Elemente Al und Fe repräsentiert, Mobilität durch die Elemente K, Na und Si. Meist sind bei den Indizes nur geringe Unterschiede zwischen den Profilen zu beobachten, weshalb die Fehlertoleranz relativ gering ist. Auch bei der Verwendung von Spurenelementen nimmt durch die geringen Anteilsumfänge das Risiko der Wirksamkeit möglicher Fehlerquellen zu. Profil 8 wird korrekterweise bei fast allen Verwitterungsindizes als am stärksten verwitterter Boden ausgewiesen. Die wenigen Ausnahmen

lassen sich auf Unterschiede im Ausgangssubstrat zurückführen und waren in der Regel bereits beim Vergleich mit den Profilen des Thoron Khola zu beobachten. Innerhalb des Madek Dumda Khola ist für die Profile 6 und 7 an den ältesten Standorten oft ein relativ zu geringer Verwitterungsgrad, bei den Profilen 4 und 5 an den jüngsten Standorten ein relativ zu hoher Verwitterungsgrad festzustellen. Neben der bereits angesprochenen geringen Fehlertoleranz und einer Niederschlagszunahme in Richtung der talaufwärtigen, jüngeren Profilstandorte, sind auch hier unterschiedliche Elementzusammensetzungen des Ausgangssubstrats als Ursache zu nennen. Aufgrund der klimatischen und lithologischen Heterogenität der Profilstandorte im Madek Dumda Khola bei generell niederschlagsarmen Bedingungen, sowie der geringen Ergebnisunterschiede zwischen den Profilen ist somit eine Differenzierung des Standort- und Bodenalters über Elementverlagerungsindikatoren nicht eindeutig möglich.

5.2.5.2 Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide und der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes

Die auf Basis der pedogenen Oxide und der Bodenfarbe erstellten Verwitterungsindizes sind der Anhang 6 zu entnehmen, ein Profilvergleich der Hauptverwitterungshorizonte ist graphisch in den Figuren 59-62 dargestellt. Keinerlei Beziehungen zwischen Standortalter und Bodenverwitterungsgrad lassen sich bei den die pedogenen Al-Oxide berücksichtigenden Indizes Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d (Figuren 59c-d) beobachten. Das gleiche lässt sich auch für die zwei in dieser Arbeit verwendeten Farbindizes feststellen, den Alexander-Farbindex sowie den CDE (Figuren 62a-b). Bereits für die Bodenprofile im Thoron Khola konnte eine schlechte Eignung dieser Verwitterungsindizes festgestellt werden und die dort näher beschriebenen Ursachen sind auch für die Profile im Madek Dumda Khola wahrscheinlich zu machen. Die Farbindizes geben allgemein den Verwitterungsgrad eines Bodens wesentlich ungenauer wieder als eine laboranalytische Differenzierung der pedogenen Oxide und sind oft eher vom Standortklima oder der Bodentypendifferenzierung geprägt als vom Entwicklungsstand eines Bodens. Für die Indexwerte, die auf die pedogenen Al-Oxide zurückgreifen, findet sich ein vergleichbares Problem wie bei der Verwendung der Spurenelemente in den auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes. Messfehler oder andere Ungenauigkeiten

ten können durch die geringen Mengen an Al_d leicht zu einer Verfälschung der Ergebnisse führen. Bezüglich des Quotienten Al_d/Fe_d konnte FITZE (1982: 284) außerdem nur bei starker Bodenversauerung und einsetzender Podsolierung eine Korrelation mit dem Bodenalter feststellen.

Bei den aus den pedogenen Fe-Oxid-Fractionen abgeleiteten Verwitterungsindizes (Figuren 59a, b, 61a) finden sich zwar auch keine völligen Übereinstimmungen des Verwitterungsgrads mit dem Standortalter, jedoch zeigt sich eine positive Korrelation von relativem Standort- und Bodenalter hier deutlicher. Für Profil 6 ist bei leichten Abweichungen zwischen den Indizes eine im Vergleich zum Standortalter zu geringe Bodenverwitterung zu beobachten, wodurch eine aufgrund der Geländebeobachtungen vermutete Störung der Bodenentwicklung infolge der Instabilität des Standorts bestätigt wird. Die Ergebnisse der Verwitterungsindizes für Profil 6 sind daher nicht repräsentativ für das Alter der Moränenablagerung an diesem Standort und bleiben bei der weiteren Betrachtung unberücksichtigt. Für die Profile 4, 7 und 8 wird das in dieser Reihenfolge zunehmende Standortalter korrekt durch den aus den Verwitterungsindizes abgeleiteten relativen Verwitterungsgrad der Böden wiedergegeben. Nur für Profil 5 sind leichte Abweichungen zu beobachten. Bei den Prozentanteilen der kristallinen pedogenen Oxide Fe_{d-o} und der amorphen pedogenen Oxide Fe_o am Gesamteisen Fe_t (Figur 61a), wie auch dem Fe_o/Fe_d -Quotienten (Figur 59a) resultiert eine Unterschätzung des Verwitterungsgrads von Profil 5, sodass der Boden geringer verwittert erscheint als der am jüngeren Profilstandort 4. Umgekehrt ist beim Anteil des silikatischen Eisens Fe_{t-d} am Gesamteisen Fe_t (Figur 61a), sowie dem Verhältnis der pedogenen Fe-Oxide zum Gesamteisen Fe_d/Fe_t (Figur 59b), eine Überschätzung des Verwitterungsgrads von Profil 5 festzustellen, sodass in diesen Fällen der Boden stärker verwittert erscheint als der am älteren Profilstandort 7.

Als Grund für diese Verschiebung ist ein für das Bodenalter von Profil 5 zu hoher Anteil sowohl an Fe_o als auch von Fe_d anzuführen. Da die Fe_o -Anteile mit zunehmendem Bodenalter geringer werden, die Fe_d -Anteile hingegen ansteigen, ist bei Berücksichtigung von Fe_o im Index Fe_o/Fe_t eine Unterschätzung, bei Berücksichtigung von Fe_d im Index Fe_d/Fe_t hingegen eine Überschätzung des Bodenalters die Folge. Dass auch bei den Verwitterungsindizes Fe_o/Fe_d und $\text{Fe}_{d-o}/\text{Fe}_t$, in die sowohl Fe_o als auch Fe_d Eingang finden, eine Unterschätzung des Bodenalters zu beobachten ist, lässt sich darauf zurückführen, dass die

Überhöhung des Fe_o -Anteils in Profil 5 in Relation zu der des Fe_d -Anteils etwas stärker ist. Der Unterschied ist allerdings nicht groß, weshalb bei $\text{Fe}_{d-o}/\text{Fe}_t$ der Fehler nur minimal ausgeprägt ist (Figur 61a) und bei Verwendung der Profilmittelwerte nicht in Erscheinung tritt (Figur 61b). Die relativ geringe Überhöhung des Fe_d -Anteils kommt dadurch zum Ausdruck, dass die aus $\text{Fe}_{t-d}/\text{Fe}_t$ (%) und Fe_d/Fe_t resultierende Überschätzung des Bodenalters geringfügig und nur beim Vergleich der Hauptverwitterungshorizonte festzustellen ist (Figuren 61a, 59b), während bei den Profilmittelwerten (Figuren 61b, 60) eine korrekte Altersfolge resultiert.

Ein Grund für die relativ hohen Fe_o - und Fe_d -Mengen in Profil 5 ist bei den in Relation zu den anderen Profilen höheren Humusgehalten an diesem Standort zu suchen. Auf eine entsprechende positive Korrelation zwischen Humus- und Fe_o -Gehalt weisen Zech & Wilke (1977) für Böden im Zillertal hin. Auch die Fe_d -Anteile können bei humusreichen Böden unabhängig von dessen Verwitterungsgrad erhöht sein, da bei der Dithionit-Extraktion auch organisch gebundene Ionen miterfasst werden können (SCHLICHTING et al. 1995: 149). Aufgrund der großen Höhe, auf der sich Profil 5 befindet, sind prinzipiell Podsolierungsprozesse infolge der temperaturbedingt reduzierten Mineralisierung für diesen Standort nicht auszuschließen, obwohl sich aus den weiteren Analysen und der Profilsprache keine unmittelbaren Hinweise hierfür ergeben. Erhöhte Fe_o -Gehalten könnten jedoch ein erster pedochemischer Hinweis für eine einsetzende Podsolierung sein und so zu einer Fehleinschätzung des Bodenalters von Profil 5 führen (vgl. BÄUMLER 2004).

Ein ähnliches Phänomen wie im Hauptverwitterungshorizont von Profil 5 lässt sich auch beim in der Lössauflage entwickelten Ah-Horizont von Profil 4 beobachten. Die hohen Humusgehalte führen auch hier zu einer Erhöhung von Fe_o und Fe_d unabhängig vom Alter des Bodens. Bei Fe_o/Fe_t (%) (Figur 61a) und Fe_o/Fe_d (Figur 59a) erscheint dieser Horizont daher mit Abstand am geringsten verwittert, bei $\text{Fe}_{t-d}/\text{Fe}_t$ (%) (Figur 61a) und Fe_d/Fe_t (Figur 59b) dagegen am stärksten verwittert. Realistischere Werte werden dagegen bei $\text{Fe}_{d-o}/\text{Fe}_t$ (%) (Figur 61a) erzielt, da hier die gleichermaßen in Fe_o und Fe_d enthaltenen organisch gebundenen Bestandteile abgezogen werden und in den verbleibenden kristallinen pedogenen Oxide (Fe_{d-o}) der Verwitterungsgrad, weitgehend ohne Beeinflussung durch den Humusgehalt, besser zum Ausdruck kommt. Der Ah-Horizont in der Lössauflage sowie der Bh-Horizont im darunter anschließenden Anstehenden von Profil

4 lassen bei letztgenanntem Indexwert einen vergleichbaren Verwitterungsgrad erkennen, weshalb von einer Deposition der Lössdecke relativ kurz nach Befreiung des Standorts vom Gletschereis ausgegangen werden kann.

Zusammengefasst lässt sich feststellen, dass die Farbindizes aufgrund der zu hohen Abhängigkeit dieser von anderen Faktoren, sowie die auf pedogenen Al-Oxiden beruhenden Verwitterungsindizes aufgrund deren geringen Vorkommens, nicht gut zur relativen Altersdatierung der Böden im Madek Dumda Khola geeignet sind. Deutlich bessere Ergebnisse lassen sich dagegen bei den aus den pedogenen Fe-Oxiden abgeleiteten Verwitterungsindizes beobachten. Nur für Profil 5 ergeben sich hier geringfügige Über- bzw. Unterschätzungen des Bodenalters, welche - unabhängig vom Alterungsprozess des Bodens - auf die durch die hohen Humusgehalte erhöhten Fe_o - und Fe_d -Gehalte zurückzuführen sind. Der Verwitterungsindex $\text{Fe}_{d-o}/\text{Fe}_t$ (%), bei dem diese annähernd gleichermaßen in Fe_o und Fe_d enthaltenen organisch gebundenen Bestandteile gemeinsam mit den amorphen pedogenen Oxiden durch Abzug des Fe_o von Fe_d aus dem Indexwert entfernt werden, ist daher auch am besten zur Relativdatierung der Böden im Madek Dumda Khola geeignet. Auch durch die Verwendung von Profilmittelwerten anstelle der Hauptverwitterungshorizonte wird der Einfluß der hohen Humusgehalte reduziert und die Funktionalität einiger Verwitterungsindizes verbessert sich. Für Profil 6 bestätigt sich ein bereits aufgrund der Instabilität des Standorts vermutetes in Relation zum Standortalter zu geringes Bodenalter.

5.2.5.3 Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes

Die aus der Korngrößenfraktionierung des Feinbodens abgeleiteten Verwitterungsindizes sind Anhang 7 zu entnehmen, eine Gegenüberstellung der Ergebnisse der Hauptverwitterungshorizonte den Figuren 63-64. Beim Vergleich mit den Profilen im Thoron Khola war festzustellen, dass bei allen granulometrischen Verwitterungsindizes eine Unterschätzung des Bodenalters für Profil 8 resultierte. Auch in Relation zu den Profilen im Madek Dumda Khola ist dieses Phänomen zu beobachten. Offensichtlich sind hier die granulometrischen Unterschiede zwischen den Ausgangssubstraten im Dhanladada Khola (Profil 8) und Madek Dumda Khola zu verschieden, um über

die Korngrößenfraktion den relativen Verwitterungsgrad von Profil 8 gegenüber den Profilen 4, 5, 6 und 7 korrekt ermitteln zu können. Wie schon im Zusammenhang mit den Profilen im Thoron Khola erwähnt, könnte die relativ zu grobe Körnung in Profil 8 möglicherweise auch das Resultat der vergleichsweise geringen Transportstrecke durch den kurzen Gletscher im Dhanladada Khola sein. Ein Vergleich ist daher nur für die vier Profile innerhalb des Madek Dumda Khola möglich. Auch für den in der Lössauflage angelegte Ah-Horizont von Profil 4 erlauben die granulometrischen Verwitterungsindizes keinen Vergleich mit dem Unterboden von Profil 4 oder den anderen Profilen, da die feinkörnigere Zusammensetzung des Ausgangssubstrats unabhängig von Verwitterungsprozessen ein zu hohes Bodenalter vortäuscht.

Die beste Übereinstimmung der Indexwerte mit dem Standortalter ist beim Tonanreicherungsquotienten $(S+U)/T$ (Figur 63a), der Masse an Ton und Schluff sowie der Massensumme dieser beiden Kornfraktionen (Figuren 64a-c) zu beobachten. Für die Profile 4, 5 und 7 wird dabei das in dieser Reihenfolge zunehmende Standortalter korrekt wiedergegeben, während für Profil 6 ein tendenziell zu geringes Bodenalter in Relation zum mit Profil 7 identischen Standortalter zu beobachten ist. Hierdurch erscheint Profil 6 bezüglich der Indikatoren der Masse an Schluff bzw. (Schluff+Ton) geringer verwittert als das am jüngeren Standort befindliche Profil 5. Dieses in Relation zum Standortalter zu junge Bodenalter von Profil 6 ist allerdings auch bei den auf den pedogenen Oxiden beruhenden Verwitterungsindizes zu beobachten und wie dort erwähnt (Kapitel 5.2.5.2) auf die Standortinstabilität und die daraus folgende Störung der Bodenentwicklung zurückzuführen, nicht auf einen methodischen Fehler der Verwitterungsindizes.

Für den Schluffanreicherungsquotienten $(fU+mU)/(gU+S)$, den Feinschluffabreicherungsquotienten $(fU+mU)/gU$, den Feintonanreicherungsquotienten $fT/T*100$, den Medianwert Q_2 sowie den Medianindex (Figuren 63b-f), lassen sich Korrelationen mit dem Standort- bzw. Bodenalter nicht erkennen. Bezüglich der drei erstgenannten Indizes überrascht dies zunächst, weil hier jeweils ausgewählte Teilbereiche des Korngrößenspektrums betrachtet werden, die besonders sensibel auf Verwitterungsprozesse reagieren. So beruht die Schluffanreicherung (Figur 63b) auf den Beobachtungen von STEWART et al. (1970), dass mehr Sand zu Schluff verwittert, als Schluff zu Ton. Dies kann für die Profile im Madek Dumda Khola nicht bestätigt wer-

den, was möglicherweise auch in der Heterogenität des Ausgangsmaterials begründet sein könnte. Die Feinschluffabreicherung (Figur 63c), d.h. die Verringerung des Feinschluffanteils am Gesamtschluff, ist nach Ausführungen von TORRENT & NETTLETON (1979) ein typischer Hinweis auf chemische Verwitterungsvorgänge. Deren Ausmaß ist jedoch neben dem Alter des Bodens auch von der Niederschlags- bzw. Sickerwassermenge abhängig. Da die Wirkung des Bodenalters auf die Verwitterungsintensität durch die variierenden Niederschläge im Madek Dumda Khola teilweise überkompensiert wird, ist die Feinschluffabreicherung als Verwitterungsindikator hier nicht geeignet. Dass die Feintonanreicherung (Figur 63d) nicht mit dem Standort- bzw. Bodenalter korreliert ist, dürfte ähnlich wie bei den Profilen im Thoron Khola (Kapitel 5.1.5.3) vorrangig auf die allgemein sehr geringen Anteile des Feintons am Gesamtton zurückzuführen sein, welche maximal 1,33 % erreichen. Eine zur verlässlichen Relativdatierung ausreichende Feintonanreicherung wird erst bei sehr viel längeren Entwicklungszeiträumen erreicht, als sie für die Profile im Madek Dumda Khola zu veranschlagen sind (vgl. LEVINE & CIOLKOSZ 1983 : 93).

Ein Großteil der granulometrischen Verwitterungsindizes ist, aufgrund der zu großen Heterogenität der Bodenbildungsfaktoren, vor allem des Ausgangssubstrats und Klimas, zur Datierung der Moränen im Madek Dumda Khola nicht geeignet. Ausgenommen hiervon sind allerdings der Tonanreicherungsquotient $(S+U)/T$ sowie die Profilgehalte an Ton und Schluff, aus denen eine korrekte Ableitung des Boden- bzw. Standortalters für die Profile 4, 5 und 7 möglich ist. Für Profil 6 bestätigt sich die Störung der Bodenbildung an diesem Standort, welche eine Ableitung des Moränenalters aus dem Bodenalter verhindert.

5.2.6 Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse der pedochronologischen Untersuchung

In Übereinstimmung mit dem Standortalter sind im Madek Dumda Khola einerseits die Profile 4 und 5 geringmächtiger ausgeprägt und aufgrund der schwach entwickelten B-Horizonte als Übergänge vom Ranker bzw. Regosol zur Braunerde einzustufen, während andererseits die Profile 6 und 7 insbesondere durch ihre mächtigeren B-Horizonte als Braunerden zu charakterisieren sind. Profil 6 scheint dabei weniger gut entwickelt zu sein als Profil 7,

obwohl beide auf der selben Ufermoräne angelegt wurden. Als Grund kann die Instabilität des Standorts von Profil 6 genannt werden, die eine Störung der Bodenentwicklung nach sich zog. Im Gegensatz zu den Profil- und Horizontmächtigkeiten weisen hingegen geringe pH-Werte, hohe Humusgehalte und scharfe Horizontabgrenzungen eher auf eine stärkere Bodenentwicklung der Profile 4 und 5, obwohl diese an den vergleichsweise jüngeren Standorten angelegt wurden. Ähnliches konnte teilweise bei den Profilen im Thoron Khola festgestellt werden. Die Ursache ist wie dort in den zu großen Unterschieden der Bodenbildungsbedingungen zu suchen, d.h. in einer heterogenen Zusammensetzung des Ausgangssubstrats und kleinräumig variierender Niederschlagsmengen, welche eine sichere Ableitung des Bodenalters aus dem Entwicklungsgrad erschweren. PH-Wert und Humusgehalt gelten dabei ohnehin nicht als sehr zuverlässige Indikatoren für den Verwitterungsgrad eines Bodens (vgl. Kapitel 5.1.6).

Mittels der granulometrischen Homogenitätsindizes kann ein Schichtwechsel innerhalb von Profil 4 nachgewiesen werden. Die Dominanz von Schluff und Feinsand im Oberboden macht dabei eine Überlagerung des Anstehenden mit einer geringmächtigen Lössdecke wahrscheinlich. Die Verwitterungsindizes lassen jedoch keine zweiphasige Bodenbildung erkennen, die Bodenentwicklung dürfte also erst nach der Deposition der äolischen Deckschicht begonnen haben.

Einige pedochemische und granulometrische Verwitterungsindizes weisen generell eine geringe Eignung zur Datierung der Böden im Madek Dumda Khola auf, da sie sich auf nur in geringen Mengen vorkommende Indikatoren beziehen. Dies gilt für die chemischen Spurenelemente, die pedogene Al-Oxide und die Feintonfraktion.

Veränderungen in der Gesamtelementverteilung infolge selektiver Lösung und Verlagerung im Laufe der Bodenverwitterung und die hierauf basierenden Verwitterungsindizes sind für die Bodenprofile im Madek Dumda Khola als Indikator für Verwitterungsgrad und Alter der Böden nicht gut geeignet. Profil 8 wird zwar meist korrekterweise als ältestes Bodenprofil erkannt, das Alter der Profile 6 und 7 wird jedoch häufig unterschätzt und das Alter der Profile 4 und 5 entsprechend überschätzt. Die Verfälschung der Ergebnisse ist dabei auf zu große Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung und der Pufferfähigkeit der Ausgangssubstrate, sowie die heterogene Niederschlagsverteilung bei insgesamt semi-ariden Klimabedingungen zurückzuführen. Die

Unterschiede im Carbonatgehalt sind dabei allerdings so geringfügig, dass sie die Ergebnisse der Verwitterungsindizes nicht spürbar beeinflussen. Dies verdeutlichen die Indizes CIA und A-CN-K, bei denen ein Herausrechnen der carbonatischen Ca-Anteile keine Resultatsänderungen zur Folge haben. Die meist nur geringen Indexwertabweichungen zwischen den Profilen erhöhen hingegen das Risiko einer fehlerhaften Ableitung des relativen Bodenalters. Die Verwitterungsindizes, welche dennoch eine mit dem Standortalter übereinstimmende Reihenfolge des Verwitterungsgrades erkennen lassen, beschränken sich auf wenige, sehr gut geeignete Indikatorelemente. Zu nennen sind hier FA/S, S/AFT, K_2O/Al_2O_3 , K_2O/TiO_2 , K_2O/Na_2O , SiO_2/Al_2O_3 , Factor 1, SiO_2 im Dreiecksdiagramm CMKN-AF-S, Na_2O+K_2O im Dreiecksdiagramm CM-KN-SAF und K_2O im Dreiecksdiagramm A-CN-K. Immobilität wird dabei am zuverlässigsten über Al und Fe angezeigt, Mobilität über K, Na und Si.

Bezüglich der Verwitterungsindizes auf Basis pedogener Oxide wurde bereits auf die schlechte Eignung der die pedogenen Al-Oxide enthaltenden Indizes verwiesen. Auch die Farbindizes sind ein zu ungenauer Indikator, um den Verwitterungsgrad der Böden korrekt wiedergeben zu können. Besser eignen sich die übrigen, auf den pedogenen Fe-Oxiden beruhenden Verwitterungsindizes. Das relative Bodenalter der Profile 4, 7 und 8 lässt sich hierüber korrekt ableiten, lediglich für Profil 5 sind leichte Über- bzw. Unterschätzungen festzustellen. Der Grund hierfür ist in erhöhten Fe_o - und Fe_d -Werten an diesem Standort zu suchen, die sich unabhängig vom Verwitterungsprozess aus den hohen Humusgehalten an diesem Standort ergeben. Der Fe_d-o/Fe_t -Quotient eignet sich am besten zur Relativdatierung, da hier die das Ergebnis beeinträchtigenden humusbürtigen Anteile der Fe_o - und Fe_d -Gehalte in der Berechnung herausgekürzt werden. Auch durch die Verwendung von Profilmittelwerten verbessert sich die Funktionalität der Indizes, da sich der Einfluss der auf die Oberböden konzentrierten Humusgehalte reduziert. Für Profil 6 bestätigt sich ein, bereits aufgrund der Instabilität des Standorts vermutetes, in Relation zum Standortalter zu geringes Bodenalter.

Aufgrund der Heterogenität der Ausgangssubstrate sowie der kleinräumig wechselnden Niederschlagsmengen sind ähnlich wie bei den auf der Elementverlagerung beruhenden auch bei den granulometrischen Verwitterungsindizes Korrelationen mit dem Standortalter meist nicht zu beobachten. So wird beispielsweise der Schluffanreicherungsquotient $(fU+mU)/(gU+S)$ zu stark von der Heterogenität des

Moränensubstrats beeinflusst, der die chemische Verwitterung nachzeichnende Feinschluffabreicherungsquotient $(fU+mU)/U$ von den differierenden Niederschlagsverhältnissen. Insbesondere Profil 8 im Dhanladada Khola erscheint bei allen Indizes als zu gering verwittert, was für dieses Profil bereits beim Vergleich mit den Profilen des Thoron Khola festzustellen war. Eine korrekte Ableitung des Boden- bzw. Standortalters für die Profile im Madek Dumda Khola ist nur beim Tonanreicherungsquotient $(S+U)/T$ sowie den Horizontmassen der Ton- und Schlufffraktion zu beobachten. Für Profil 6 bestätigt ein in Relation zu Profil 7 jüngerer Bodenalter die Störung der Bodenbildung an diesem Standort, welche eine korrekte Ableitung des Moränenalters aus dem Bodenalter dieses Profils verhindert.

5.2.7 Zusammenfassung: Zur Eignung der pedochronologischen Untersuchung als Maßstab der Vergletscherungsgeschichte im Madek Dumda Khola und Dhanladada Khola

Vergleichbar mit der Situation im Thoron Khola wird eine pedologische Relativdatierung der Moränen im Madek Dumda Khola durch die semiariden Klimaverhältnisse und eine entsprechend reduzierte Bodenbildungsgeschwindigkeit, sowie die lithochemisch und granulometrisch heterogene Zusammensetzung der Ausgangssubstrate erschwert. Die allgemeine Profilausprägung sowie der pH-Wert und Humusgehalt sind zu ungenaue Indikatoren, um eine eindeutige Differenzierung des Bodenalters zu ermöglichen. Ein Schichtwechsel ist nur für Profil 4 nachzuweisen, bei welchem das Anstehende von einer dünnen Lössdecke überlagert wird. Die Bodenbildung setzte hier jedoch erst nach der Ablagerung des Lösses ein, sodass keine Störung der Bodenbildung erfolgte.

Das im Dhanladada Khola erstellte Profil 8, welches zum Vergleich den Profilen im Madek Dumda Khola gegenübergestellt wurde, wird durch nahezu alle pedochemischen Verwitterungsindizes, d.h. auf Basis der Elementmobilisierung und der pedogenen Oxide erstellten Indizes, in Übereinstimmung mit dem Standortalter eindeutig als das am weitesten entwickelte Bodenprofil eingestuft. Die granulometrischen Verwitterungsindizes führen hingegen zu einer relativen Unterschätzung des Bodenalters von Profil 8. Die Heterogenität des Ausgangssubstrats drückt sich hier offensichtlich stärker in der Korngrößenfraktionierung als in der chemischen Zusammensetzung aus.

Innerhalb des Madek Dumda Khola sind die Unterschiede der Niederschlagsmenge und der Ausgangssubstratzusammensetzung so gross, dass eine korrekte Ableitung des Bodenalters aus den Verwitterungsindizes auf Basis der Elementmobilisierung oft nicht möglich ist. Davon ausgenommen sind nur solche Indizes, die vorrangig Al oder Fe als immobile und K, Na oder Si als mobile Elemente verwenden. Ähnliches lässt sich für die granulometrischen Verwitterungsindizes feststellen. Nur Ton- und Schluffanreicherungsindikatoren lassen hier eine mit dem relativen Standortalter korrelierte Bodendatierung zu. Besser eignen sich dagegen die auf Basis der pedogenen Oxide erstellten Verwitterungsindizes, da sie weniger sensibel auf Abweichungen des Ausgangssubstrats und Klimas reagieren. Allerdings ist hier teilweise eine leichte Unter- bzw. Überschätzung des Bodenalters von Profil 5 zu beobachten, resultierend aus erhöhten Fe_o - und Fe_d -Gehalten infolge hoher Humusgehalte. Profilmittelwerte eignen sich in diesem Fall besser als ein Vergleich der Hauptverwitterungshorizonte.

Das zusätzlich zu Profil 7 auf der Ufermoräne des Stadiums II angelegte Profil 6 ließ nach der Profilansprache im Gelände vermuten, dass aufgrund der Instabilität des Standorts hier eine Störung der Bodenentwicklung erfolgte. Das sich aus den meisten granulometrischen und auf Basis der pedogenen Oxide erstellten Verwitterungsindizes ergebende, in Relation zu Profil 7 deutlich jüngere Bodenalter von Profil 6 bestätigt dies. Zur Datierung des Moränenalters ist Profil 6 daher nicht geeignet.

Infolge der heterogenen Bodenbildungsbedingungen für die Profile im Madek Dumda Khola ist somit eine relative Altersbestimmung der Böden auf Basis der Elementmobilisierung, der pedogenen Oxidgehalte oder Korngrößenverteilung zwar möglich, jedoch nur in Ausnahmefällen oder mit bestimmten Einschränkungen. Eine Beeinträchtigung der Funktionalität der Verwitterungsindizes resultiert außerdem aus den generell relativ trockenen, semiariden Klimabedingungen, durch welche die Intensität der Bodenentwicklung gering ist und so eine Altersdifferenzierung zusätzlich erschwert.

6 Das Thini Khola

Das Thini Khola (Figuren 7, 65) ist wie das Jhon Khola ein orographisch linkes Seitental des Kali Gandaki nördlich des Hohen Himalaja, allerdings mit unmittelbarem Anschluss an den Hauptkamm des Hohen Himalaja, der hier durch das Nilgiri-Massiv gebildet wird (Photo 28). Das Tal verläuft über ca. 20 km in westlicher Richtung, erreicht im Hauptgipfel des Nilgiri-Massivs mit dem 7061 m hohen Nilgiri-North ((N) in Photo 29) seine höchste Erhebung und mündet in einer Höhe von 2720 m NN südwestlich der Siedlung Thinigau in das Kali Gandaki. Als Längstal parallel zu den Gebirgsketten verlaufend vermittelt das Thini Khola zwischen dem Hohen Himalaja und dem Inneren Himalaja. Hierdurch ergibt sich eine auffällige Asymmetrie bezüglich der Talflankenhöhen. Die orographisch linke Talflanke wird von der Nordwand des Nilgiri-Massivs gebildet und erreicht nach KUHLE (1983: 70) eine mittlere Höhe von 6850 m, die orographisch rechte Talflanke ((↑↑↑↑↑) in Photo 28) im Bereich des Inneren Himalaja erreicht hingegen bei einer maximalen Höhe von 5678 m NN nur eine Durchschnittshöhe von 5400 m. Die Grenze zwischen beiden Gebirgsketten wird durch den auf 5121 m NN liegenden Pass Mesokanto Bhanjyan gebildet ((↓) in Photo 28), welcher vom Talschluss des Thini Khola zum Tilicho See und von dort weiter in das Marsyandi Khola vermittelt.

Das Einzugsgebiet des vorzeitlichen Thini-Gletscher lässt sich in drei Hauptursprungstäler gliedern, die sich erst unweit der Mündung ins Kali Gandaki zum Thini Khola verbinden bzw. parallel zu diesem in das Kali Gandaki einmünden. Orographisch rechts beginnend sind dies das obere Thini Khola, das Murghyuna Khola und das Dumwa Khola (Figur 65, (a), (b) und (c) in Photo 30). Das in mehrere Quellläste gegliederte obere Thini Khola ((a) in Photo 30) bildet den östlichen Talschluss und ist auf die niedrigeren Höhenlagen des Inneren Himalaja nördlich des Mesokanto Bhanjyan begrenzt. Der höchste Gipfel dieses in westlicher Richtung entwässernden, rezent unvergletscherten Teileinzugsgebiets erreicht daher nur eine maximale Höhe von 5678 m NN. Gemeinsam mit dem benachbarten Murghyuna Khola bildet das Thini Khola ein breites, relativ flach geneigtes Talbodenniveau aus, welches durch mächtige Akkumulationen verfüllt ist (Vorder- und Mittelgrund der rechten Bildhälfte in Photo 31). Das Murghyuna Khola entwässert, in nordwestlicher Richtung verlaufend, mit Ausnahme der westlichsten Ausläufer die komplette Nilgiri-Nordwand (Pho-

to 29) und mündet etwa 2 km südöstlich von Thinigau in das Thini Khola ein (unterhalb von (□) in Photo 30). In seinem bis auf 7061 m NN ansteigenden Oberlauf sind rezent drei separate Gletscher zu finden, welche nachfolgend entsprechend ihrer relativen Lage als Nilgiri-NE-, Nilgiri-N- und Nilgiri-NW-Gletscher ((1), (2), (3) in Photo 29) bezeichnet werden. Sie sind als Lawinenkegelgletscher zu typisieren (vgl. KUHLE 1983: 277). Die tiefste rezent Eisrandlage wird durch die regenerierte Gletscherzunge des Nilgiri-N-Gletschers gebildet und befindet sich in 3960 m NN (hinter der mit (●) markierten Moräne in Photo 29). Die Nilgiri-Nordwand erstreckt sich über eine Vertikaldistanz von etwa 3000 m und weist dabei einen hohen durchschnittlichen Neigungswinkel von über 40° auf (Figur 66). Der Kammverlauf beschreibt einen leicht nach Süden gewölbten Radius (vgl. Figur 65). Das Murghyuna Khola kann daher als trichterförmiges Sammelbecken charakterisiert werden, in welchem sich die vorzeitlichen Eismassen der Nilgiri-Nordabdachung zu einem einzigen Gletscherstrom bündelten. Das Tallängsprofil in Figur 66 zeigt deutlich, dass talabwärts der Steilwand das gemeinsam mit dem Thini Khola gebildete, breit angelegte Tal deutlich flacher verläuft und nur noch eine durchschnittliche Neigung von 8° aufweist. Wie bereits erwähnt ist dieser weite Talboden vollständig von einer Vielzahl mächtiger Akkumulationen bedeckt, in welche sich die rezenten Flussläufe teilweise tief eingeschnitten haben. Am westlichen Ende der Nilgiri-Massivs, am Nordwestgrat unterhalb des Nilgiri-North in einer Höhe von etwa 6440 m NN ansetzend, leitet das schmale Dumwa Khola von der Nilgiri-Nordwand herab ((c) in Photo 29). Durch einen weit talabwärts ziehenden Kamm wird es vom östlich angrenzenden Murghyuna Khola getrennt. Der rezent Flusslauf dieses Tals mündet nicht in das Thini Khola, sondern biegt, durch die mächtigen Akkumulationskörper im Unterlauf dieser Talschaft getrennt, vorher nach Westen um und mündet parallel zum Thini Khola verlaufend direkt in das Kali Gandaki. Da der Oberlauf des Dumwa Khola am Fuß der steilen Nilgiri-Nordwand seine Abflussrichtung von Norden nach Nordwesten wechselt, ist dieser Bereich nur unzureichend einzusehen. So ist zwar rezent Flankenvereisung in den höheren Lagen der Nilgiri-Nordwand auszumachen, auf die tieferen Wandpartien und den Fußbereich ist jedoch die Sicht versperrt. Eine Bestimmung der rezenten Eisrandlage in

diesem Teileinzugsgebiet des ehemaligen Thini-Gletscher ist daher nicht möglich.

Die Talschaft des Thini Khola ist als Längstal in ihren zentralen und nördlichen Bereichen entlang einer Synklinale angelegt, der südliche Teil mit der steilen Nilgiri-Nordflanke hingegen entlang einer mächtigen Antiklinale, deren Scheitel etwa durch den Kammverlauf des Nilgiri-Massivs nachgezeichnet wird (vgl. Figur 9). Die Faltung wurde durch eine Aufschiebung der Antiklinale auf die Synklinale in nördliche Richtung verkippt, wodurch eine vergente bzw. liegende Faltenkonfiguration entstand. Hierdurch fallen alle geologischen Schichten nach Süden ein, der Einfallswinkel verringert sich dabei nach Norden hin. Das Thini Khola einschließlich des oberen Thini Khola sind als subseque, die Oberläufe von Murghyuna Khola und Dumwa Khola als obseque Flußläufe angelegt. Die Steilwand der Nilgiri-Nordflanke ist aus der ordovizischen Nilgiri Formation und der silurischen Lower Sombre Formation aufgebaut, im oberen Teil stehen dolomitische Sandsteine, Tonschiefer und Kalkstein an, der Fußbereich besteht aus Dolomit. Das nördlich anschließende flache Talbodenniveau wird großflächig aus Kalkstein und Schiefer der devonische Upper Sombre Formation gebildet, die jedoch häufig von mächtigen quartären Lockergesteinsakkumulaten überlagert werden. Das obere Thini Khola sowie die orographisch rechte Flanke des Thini Khola schließlich sind in den permocarbonen und triassischen Lake Tilicho, Thini Chu und Thini Formationen angelegt und aus kalkigem Tonschiefer aufgebaut. Das Thini Khola ist somit insgesamt gesehen petrographisch sehr vielschichtig aufgebaut, wird dabei jedoch deutlich von kalkhaltigen und dolomitischen Gesteinen dominiert (vgl. Figur 9, Tabelle 9). Tektonische Verwerfungen treten nur in geringem und für die geomorphologische Analyse vernachlässigbarem Umfang in Erscheinung (Figur 9).

Während sich im unbewohnten Thini Khola selbst keine Klimastation befindet, liegen für Jomosom und Marpha (Figur 65), unmittelbar nördlich und südlich der Mündung des Thini Khola und Dumwa Khola im Tiefenlinienniveau des Kali Gandaki gelegen, langjährige Klimaaufzeichnungen vor. Für beide Stationen zeigt sich ein semi-arides Klima, in Marpha liegt die mittlere jährliche Niederschlagssumme bei 367 mm, in Jomosom bei 257 mm (vgl. MIEHE 1991: 213). Neben der generell arideren Verhältnisse im Niederschlagsschatten nördlich des Hohen Himalaja sind die geringen Niederschläge in den tiefenliniennahen Standorten auf das bereits

beschriebene, für Durchbruchstäler und deren Windzirkulation typische Phänomen der „trockenen Talsohle“ zurückzuführen (vgl. Kapitel 4.1.). Gleichzeitig erhalten die höhergelegenen Hang-, Kamm- und Seitentalbereiche aufgrund der täglichen Quellwolkenbildung jedoch deutlich höhere, konvektive Niederschläge. Abgesehen von der unmittelbaren Mündungszone ist daher für die Talschaft des Thini Khola von deutlich humideren Klimaverhältnissen auszugehen. Nach Untersuchungen von MEURER (1984: 194) im Kali Gandaki bei Tukuche können die Niederschlagsmengen in den Hanglagen dabei mehr als doppelt so hoch liegen wie im Taltiefenlinienniveau. Da repräsentative Klimastationen fehlen, können die kleinräumig stark variierenden Niederschlagsverhältnisse ähnlich wie im Jhon Khola am besten über die Vegetationsverbreitung abgeschätzt werden. Der unmittelbare Mündungsbereich des Thini Khola ist den starken tagesperiodischen Talwinden des Kali Gandaki ausgesetzt, wodurch dort verstärkt mit äolischen Erosions- und Akkumulationsvorgängen zu rechnen ist.

Durch die generelle West-Ost-Ausrichtung des Thini Khola sind die meisten Flankenbereiche der Nord- und Südexposition zuzuordnen. Dieser Wechsel von Schatt- und Sonnlage bestimmt neben der zuvor geschilderten Niederschlagsvarianz und dem höhenbedingten Temperaturgradienten die Vegetationsverbreitung (vgl. MIEHE 1982). In den Schattlagen südlich der Tiefenlinie des Thini Khola gedeihen bis zur thermischen Waldobergrenze in einer Höhe von bis zu 3800 m NN temperierte Koniferenwälder mit *Picea*, *Pinus* und *Juniperus*. Zwischen 3600 und 3800 m NN kommen inselartig, aufgrund der hohen konvektiven Niederschläge, kleine Bestände Borealen Koniferenwaldes und Sommergrünen Laubwaldes mit *Abies* und *Betula* vor. Zwischen 3800 und 4600 m NN schließen sich Zwergstrauchformationen der Feuchten Mattenstufe an, die oberhalb von 4600 m NN in Frostbodenfluren übergehen. Nördlich der Tiefenlinie des Thini Khola trifft man im Fußbereich der Sonnhänge nahe der „Trockenen Talsohle“ bis in eine Höhe von etwa 3400 m NN auf Dornzwergstrauchpolsterformationen der Hochgebirgshalbwüste. Zwischen der hygrischen Untergrenze und thermischen Obergrenze des Waldes in Höhen zwischen 3400 und 3800 m NN findet sich Trockener Koniferenwald (*Juniperus*) mit Übergängen zu Koniferenkrummholz. Mit den Hängen der Nordexposition vergleichbar schließen sich darüber die Feuchte Mattenstufe und schließlich die Frostbodenfluren an. Mit Ausnahme der Fußbereiche der südexponierten Hänge sind demnach die konvek-

ven Niederschläge im Thini Khola hoch genug, um ein semi-humides Klima und flächendeckende Waldbestände zu ermöglichen.

Aus der bestehenden Literatur (KUHLE 1982a, IWATA 1984, FORT 2000) wird ersichtlich, dass der letzt-hochglaziale Thini-Gletscher mindestens bis zur Mündung des Thini Khola, wahrscheinlich sogar darüber hinaus, in das Kali Gandaki vorgedrungen ist. Daher muss auch der südlich der Thini Khola Mündung gelegene Abschnitt des Kali Gandaki in die Untersuchungen zur Vergletscherungsgeschichte des Thini-Gletschers einbezogen werden. Auffällig ist hier das äußerst geringe Talgefälle ((►) in Photo 32). Das Tallängsprofil in Figur 66 lässt erkennen, dass das Kali Gandaki innerhalb der nächsten 8 km talabwärts der Einmündung des Thini Khola eine Neigung von nur $0,85^\circ$ aufweist. Zu beachten ist auch, dass auf Höhe der Thini Khola Mündung sowie nur wenige Hundert Meter talabwärts zusätzlich die orographisch rechten Seitentäler Syan Khola und Ponkyo Khola in das Kali Gandaki einmünden ((a) und (b) in Photo 33). Diese Täler haben nur Anschluss an den Inneren Himalaja und reichen daher nicht so hoch hinauf wie das Thini Khola. Dennoch hat nach Befunden von KUHLE (1983: 57) auch der letzteiszeitliche Gletscher aus dem Syan Khola, welches bis auf eine Höhe von 6386 m NN aufragt, das Kali Gandaki und den darin bereits vorgedrungenen Thini-Gletscher erreicht.

6.1 Zur Glazialgeomorphologie und der Auswahl geeigneter Bodenprofilstandorte im Thini Khola (Figur 65)

Die glazialgeomorphologischen Untersuchungen im Thini Khola werden in zweierlei Hinsicht erschwert. Zum einen sind die zahlreich und in großer Mächtigkeit auftretenden quartären Lockersedimente oft kompliziert miteinander verzahnt und durch wiederholte Umlagerungsprozesse genetisch nicht immer eindeutig zu deuten (vgl. KUHLE 1983: 271). Als problematisch erweist sich außerdem der extreme Reliefwechsel des Tallängsprofils. Von einer sehr hohen mittleren Neigung von über 40° im Bereich der Nilgiri-Nordwand flacht dieses innerhalb weniger Kilometer auf einen nahezu horizontalen Verlauf ab. Die Ableitung vorzeitlicher Schneegrenzverläufe aus den rekonstruierten Eisrandlagen ist dadurch weniger zuverlässig.

Nur bei KUHLE (1980, 1982b, 1983) finden sich detaillierte und die gesamte Talschaft des Thini Khola berücksichtigende Untersuchungen zur Ver-

gletscherungsgeschichte. Eine diesbezügliche Kartierung sowie Profilzeichnungen liegen zwar auch von IWATA (1984) vor, beschränken sich jedoch auf den Unterlauf des Thini Khola, wodurch insbesondere die chronologische Gliederung einer Überprüfung nicht standhalten kann. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Schneegrenzberechnungen (Kapitel 6.2) bestätigen die Auffassung KUHLES (1983: 73), dass der letzthochglaziale Thini-Gletscher das Kali Gandaki nicht nur erreichte, sondern in diesem noch einige Kilometer talabwärts vorgedrungen sein muss. Das Fehlen einer zugehörigen Eisrandlage wird durch eine Gletscherkonfluenz im Kali Gandaki verständlich. Naheliegender ist hierbei der Zusammenschluss mit den im Hochglazial nur wenige Kilometer talabwärts in das Kali Gandaki einmündenden Gletscher des Chiman und Chokopani Khola, welche in Kapitel 7 näher beschrieben sind. In einem überregionalen Zusammenhang betrachtet hat nach neuen Befunden von KUHLE (2006: 189) auch eine Konfluenz mit einer Auslassung eines hochglazialen tibetischen Inlandeises bestanden, welche mit einer Mächtigkeit von 700-1100 m über den Kore La in das Kali Gandaki vorstieß.

Zwischen der Mündung des Thini Khola und des Chiman Khola haben sich primäre Moränendepositionen allenfalls in Relikten erhalten. Auf der orographisch rechten Talseite, südlich der mächtigen Schotterterrasse, auf welcher sich die Ortschaft Syan ((S) in Photo 33) befindet, beschreibt KUHLE (1983: 272) Reste glazigener Uferbildungen ((↓) in Photo 33). Da die geringe Mächtigkeit der Uferbildung ein zugehöriges Gletscherende unweit der Mündung des Thini Khola wahrscheinlich macht, ordnet er diese nicht dem Hochglazial, sondern dem ältesten spätglazialen Stadium I zu. Eine pedochronologische Analyse dieser Moränendeposition ist sehr problematisch. Einerseits unterliegt das Substrat aufgrund der Unterschneidung der orographisch rechten Haupttalflanke infolge des durch den Schuttfächer des Dumwa Khola auf diese Seite verdrängten Flusslaufs (ganz links in Photo 32) intensiver Erosion. Andererseits sind die Niederschlagsmengen in unmittelbarer Nähe der trockenen Talsohle des Kali Gandaki sehr gering. Eine ungestörte und ausreichende Bodenbildung ist daher für diesen Standort nicht wahrscheinlich zu machen, weshalb auf die Anlage eines Bodenprofils verzichtet wurde.

Im Mündungsbereich des Dumwa Khola ist an dessen orographisch linker Flanke unmittelbar vor deren Übergang in die linke Haupttalflanke des Kali Gandaki bis auf eine Höhe von 3140 m NN eine Ufermoränenleiste erhalten ((▲) in Photo 34). Diese

Akkumulation erreicht eine relative Höhe von 460 m bezogen auf das Niveau der rezenten Dumwa Khola Mündung. Der zugehörige Gletscher war im Mündungsbereich des Thini Khola deutlich mächtiger als der, welcher sich über die an der gegenüberliegenden Haupttalflanke gelegenen Uferbildungen ((↓) in Photo 33) des Stadiums I rekonstruieren lässt. Die orographisch linke Ufermoräne ist daher einer älteren, stärkeren Vergletscherung zugehörig und wird von KUHLE (1983: 272) den Prä-Ghasa-Stagnationen (• 1, 2) zwischen dem Hochglazial und dem ältesten Spätglazial zugeordnet. Eine Eisrandlage ist für diese Rückzugsstadien nicht erhalten. Für die Schneegrenzberechnungen wird ein Gletscherende in 2600 m NN in der Nähe der Chiman Khola Mündung angenommen. Da die Ufermoräne einige Hundert Meter oberhalb der trockenen Haupttalsohle liegt, profitiert dieser Standort bereits von den in den Hanglagen humideren Klimabedingungen, was auch durch die hier geschlossene Bewaldung deutlich zum Ausdruck kommt. Die Moräne ist nicht übermäßig von Abtragungsprozessen betroffen, da die mächtige Talbodenverfüllung eine fluviale Unterschneidung des Hangs verhindert und die nordexponierte Seitentalflanke vor Winderosion schützt. Aufgrund dieser günstigen Standortbedingungen wurde im Firstbereich des Ufermoränenwalls in 3140 m NN Bodenprofil 12 angelegt ((x) unter (12) in Photo 34).

An der orographisch rechten Talflanke des Thini Khola zeigt sich eine vorzeitliche Ufermoränenleiste in sehr gutem Erhaltungszustand ((↓) unter (13) in Photo 30), welche auch bei KUHLE (1982a: 31) und IWATA (1984: 27) beschrieben wird. Dieser Moränenzug lässt sich zwischen zwei aus der Talflanke hervortretenden Spornen über eine Distanz von über 1000 m nahezu lückenlos verfolgen ((▲) in Photo 35), befindet sich etwa 360 m oberhalb der rezent das Anstehende erreichenden Taltiefenlinie und endet knapp 3 km taleinwärts der Thini Khola Mündung. Die Höhenlage des Moränenfirsts lässt also auf eine Gletschermächtigkeit von etwa 360 m schließen, ihre absolute Höhe sinkt dem Talgefälle folgend allmählich von 3540 auf 3400 m NN ab. Da die den Stadien • 1, 2 zugeordnete Ufermoräne am orographisch linken Hang des Thini Khola ((▲) in Photo 34) trotz ihrer talabwärtigen Position und des sich weitenden Talgefäßes eine größere Gletschermächtigkeit erkennen lässt, geht KUHLE (1983: 272) davon aus, dass die Ufermoräne entlang der orographisch rechten Talflanke einem jüngeren Vergletscherungsstadium zugehörig sein muss. Da die Ernährung des Gletschers auch zu jener Zeit zu gro-

ßen Teilen über die Nilgiri-Nordflanke auf der gegenüberliegenden Talseite erfolgte, muss sich der Gletscher mit großer Mächtigkeit über die gesamte, sich über etwa 5 km erstreckende, flach geneigte Talbreite unterhalb der Nilgiri-Nordwand bis zur orographisch rechten Talflanke erstreckt haben. Aufgrund dieses großen Gletschervolumens nimmt KUHLE (1983: 272) an, dass in diesem Stadium der Gletscher noch über die Mündung des Thini Khola hinaus reichte, auf die der Mündung gegenüberliegende, orographisch rechte Talflanke des Kali Gandaki auflief und daher, mit den dort südlich von Syan erhaltenen Moränenresten synchronisiert, dem Vergletscherungsstadium I zugeschrieben werden kann. Ähnlich wie bei den älteren Stadien ist auch hier die Position der Eisrandlage nicht überliefert, sie dürfte jedoch unmittelbar talabwärts der Einmündung von Thini Khola und Dumwa Khola gelegen haben. Für die Bestimmung der Schneegrenze wird das Gletscherende im Bereich der Siedlung Marpha auf einer Höhe von 2640 m NN angenommen. Die Ufermoräne an der orographisch rechten Talflanke des Thini Khola befindet sich in ausreichender Höhe über dem Talbodenniveau, dass profitierend von der Hangbewölkung trotz Südexposition das Klima genügend humid ist, um zumindest eine Bestockung mit trockenem Koniferenholz zu ermöglichen. Der Ufermoränenaußenhang weist durch seine, der Talhangneigung entgegengerichtete, Nordexposition lokal noch etwas humidere Standortbedingungen auf und wurde daher zur Anlage von Bodenprofil 13 ausgewählt. Der Profilstandort befindet sich im Mittelteil der langgestreckten Ufermoräne in einer Höhe von 3500 m NN ((x) unter (13) in den Photos 31 und 35). Bezüglich der granulometrischen Beschaffenheit des Ausgangssubstrats der Ufermoräne fällt auf, dass Komponenten der groben Kies- und Blockfraktionen, für moränisches Material eher untypisch, nahezu vollständig fehlen. Dies lässt vermuten, dass das Substrat auch äolisch oder fluvio-limnisch akkumuliert worden sein könnte. Eine genauere Analyse der Korngrößenverteilung im Feinboden des Bv-Cv-Horizonts von Bodenprofil 13 (Figur 67) widerspricht dem allerdings (vgl. WAGNER 2005: 101). Mit 52,5 % ist die Sandfraktion dominierend, während auf die Schlufffraktion 41,7 % entfällt und auf die Tonfraktion 5,8 %. Wäre das Substrat äolisch transportiert worden, müsste jedoch die Schlufffraktion dominierend sein und bei einer limnischen Akkumulation ist von deutlich höheren Anteilen der feinen Tonfraktion auszugehen. Gegen eine fluviale Akkumulation schließlich spricht der Sortierungskoeffizient (So). Durch die

Abhängigkeit der Sedimentation von Korndurchmesser und Strömungsgeschwindigkeit (HJULSTRÖM 1935) weisen fluviale Sedimente eine sehr gute Sortierung auf, was in einem niedrigen Wert des Sortierungskoeffizienten zum Ausdruck kommt. Hier liegt der Sortierungskoeffizient mit 4,04 jedoch sehr hoch (vgl. MÜLLER 1964: 103, KUHLE 2001), eine fluviale Genese ist daher unwahrscheinlich.

Zwischen den Mündungen des Thini Khola und des Dumwa Khola fällt eine deutlich über das sie umgebende Talbodenniveau aufragende Formation auf, welche weit in das Kali Gandaki hineingreift ((●) in Photo 32 und Photo 36). Neben dem anstehenden Felsgestein, aus welchem die Vollform in ihrem Kern aufgebaut ist, finden sich nach den Untersuchungen von KUHLE (1983: 71) auch Moränenakkumulationen des vorzeitlichen Thini-Gletscher sowie glazifluviale Sedimente. Eine Bestätigung dieser Ergebnisse findet sich in einer ausführlichen Aufschlusszeichnung des Komplexes bei IWATA (1984: 32). Durch die exponierte Lage der Formation inmitten der Talsohle des Kali Gandaki, eingrahmt von den Tiefenlinien des Thini Khola und Dumwa Khola, wurde diese allerdings durch fluviale Erosion stark überprägt, umgelagert und teilweise abgetragen (vgl. KUHLE 1983: 71). Eine pedochronologische Untersuchung zur Ermittlung des relativen Alters der Moränendepositionen ist an diesem Standort daher nicht möglich.

Unmittelbar an die zuvor beschriebene Formation schließt sich in östlicher Richtung talaufwärts ein weiterer mächtiger Akkumulationskörper an, in welchen sich die rezenten Tiefenlinien des unteren Thini Khola Einzugsgebiets bis zu 200 m tief eingeschnitten haben. Während der talaufwärtige Bereich dieser Deposition eine ausgesprochen flach lagernde Oberfläche aufweist ((◆) in Photo 34 und Photo 36), erhebt sich der unterste Bereich um einige Meter über dieses Niveau und zeichnet sich durch eine kuppige Oberflächenstruktur aus ((■) in Photo 34, Photo 30 und Photo 36). Folgt man den Ausführungen von KUHLE (1983: 272), ist der überwiegende Teil dieser Akkumulation im Liegenden aus gebankten Wechsel- und Mischlagerungen von glazialen, fluvi-glazialen und glazi-fluvialen Depositionen zusammengesetzt, welche im talaufwärtigen Bereich von einer mächtigen Schotterflur überlagert werden, während talabwärts ausgetaute Ober- und Innenmoräne die kuppige Oberfläche bildet. Ungeachtet der Veränderungen in der Oberflächenform von einer flachlagernden hin zu einer kuppigen Gestalt interpretiert IWATA (1984: 33) die Deckschicht dieser Akkumulation einheitlich als "debris-flow deposit",

dessen Ursprung den weiteren Ausführungen folgend auf wiederholte Felssturz- oder Eislawinenabgänge in der steilen Nilgiri-Nordwand zurückzuführen ist. Dass es sich bei den Ablagerungen nicht um Moräne handelt, wie sie verbreitet sowohl talabwärts als auch talaufwärts nachzuweisen ist, wird dabei mit der petrographischen Homogenität sowie der geringen Menge an Feinmaterialmatrix begründet. Dieser Argumentation muss widersprochen werden. Typisch für Gletscher mit steilen, felssturz- und steinschlaganfälligen Einzugsgebieten sind mächtige Innen- und Obermoränen. Nimmt man nun an, dass es sich bei der in Rede stehenden Deposition um Moräne handelt, so ist davon auszugehen, dass diese im Hangenden aus einer mächtigen Ablationsmoräne aus niedergetauter Ober- und Innenmoräne aufgebaut ist. Als von höher gelegenen Standorten auf die Oberfläche des Gletschers gestürzt, ist die Herkunft dieses Moränensubstrats auf den steilen, hoch gelegenen Bereich der Nilgiri-Nordflanke zu begrenzen. Da dieser lithologisch sehr homogen aus mächtigen Kalksteinablagerungen aufgebaut ist, verwundert es daher nicht, dass auch das Hangende der Moränenakkumulation von Kalkgestein dominiert wird. Auch die geringe Feinmaterialmatrix spricht keineswegs gegen eine Interpretation als Moräne, denn gerade für Ablationsmoränen ist genetisch bedingt ein Mangel an Ton- und Schluffanteilen charakteristisch (vgl. KUHLE 1991b: 81). Der talabwärtige, kuppige Akkumulationsbereich ist daher am wahrscheinlichsten als Ablationsmoräne anzusprechen, welche talaufwärts von jüngeren, fluvialen Schottern überlagert ist. KUHLE (1983: 274) vermutet das zugehörige Gletscherende unmittelbar talabwärts dieser Akkumulation, noch oberhalb des direkten Mündungsbereichs in das Kali Gandaki und ordnet es Vergletscherungsstadium II zu. Das rezente Talbodenniveau liegt hier bei etwa 2800 m NN. Endmoränen sind nicht erhalten, da dieser Bereich durch spätere Rutschungen (unter (■) in Photo 30) stark überprägt wurde. Obwohl die Akkumulation nicht mit absoluter Sicherheit als Moräne zu identifizieren ist, wurde im kuppigen, talabwärtigen Bereich in einer Höhe von 3040 m NN Bodenprofil 15 ((× 15) in Photo 30, Photo 34 und Photo 36) angelegt. Durch seine Position mehr als 300 m oberhalb der trockenen Talsohle des Kali Gandaki erhält auch dieser Standort, obwohl er sich relativ zentral über dem breiten Talbodenniveau des Thini Khola erhebt, deutlich mehr Niederschläge als die benachbarten Klimastationen im Tiefenlinienniveau des Kali Gandaki. Die geschlossene Waldbedeckung der Schotterflur talaufwärts des Profilstandorts verdeutlicht

dies. Dass am Profilstandort selbst die Waldbedeckung spärlicher ist, lässt sich auf dessen stärkere Windexposition zurückführen. Die Möglichkeit einer gestörten Bodenbildung infolge von Winderosion muss daher bei der Interpretation der pedochronologischen Ergebnisse Beachtung finden.

Talaufwärts der zuvor beschriebenen, teils von einer Schotterflur überdeckten Moräne, ist eine weitere mächtige Moränenakkumulation zu finden, welche sich in Form eines langgezogen Höhenrückens zwischen den sie flankierenden Flussläufen des oberen Thini Khola und des Murghyuna Khola bis zur Konfluenz dieser beiden Tiefenlinien verfolgen lässt ((□) in Photo 30). Sedimentologisch ist sie dem talabwärtigen Abschnitt der Moräne des Stadiums II sehr ähnlich und trägt wie diese im Hangenden eine mächtige, kuppige Ablationsmoräne (KUHLE (1983: 275). Durch ihre isolierte Lage fernab der Talflanken inmitten des breiten Talbodens, zeichnet die erhaltene Vollform nahezu idealtypisch das Erscheinungsbild einer Dammgletschermoräne nach und wird von KUHLE (1983: 275) auch als solche interpretiert. Durch die intensive Frostverwitterung ist dieser Morärentyp in subtropischen Gebirgen weit verbreitet. Dabei ist nicht nur die Lage und Form der Moräne selbst, sondern auch die Talgestalt mit ihrem weit ausladenden Talbodenbereich, sowie der steilen Rückwand mit ihrer hohen Schuttlieferung infolge zahlreicher Lawinenabgänge, als typisch für Dammgletschermoränen zu bezeichnen (vgl. KUHLE 1991b: 84). Das wie ein Amphitheater geformte Einzugsgebiet der Nilgiri-Nordwand erschwerte durch die Bündelung der Falllinien ein Auseinanderfließen des Gletscherkörpers innerhalb des weiten Talbodens, was die Anlage einer Dammgletschermoräne zusätzlich begünstigt haben dürfte. Die für Dammgletscher charakteristischen Ufertäler begrenzen den unteren Teil der Moräne; in ihnen sind die rezenten Flussläufe des oberen Thini Khola, sowie des Murghyuna Khola angelegt (KUHLE 1983: 275). Da diese Täler also in ihrer ursprünglichen Anlage als den Gletscher flankierende Formenelemente zu verstehen sind, kann in ihrem Konfluenzbereich, bis zu dem sich auch die Moräne verfolgen lässt, die Eisrandlage des zugehörigen Gletschers wahrscheinlich gemacht werden. Auch KUHLE (1983: 275) nimmt eine Eisrandlage in dieser Position an und ordnet diese dem spätglazialen Vergletscherungsstadium III zu. Das rezente Tiefenlinienniveau liegt hier bei etwa 3000 m NN. Vergleichbar mit den Bedingungen im Bereich der Moräne des Stadiums II, erhält auch die Oberfläche der Dammgletschermoräne trotz ihrer talhangfernen Position deutlich

höhere Niederschläge, als die tiefenliniennahen Standorte im angrenzenden unteren Thini Khola und Kali Gandaki, was zur Entstehung eines geschlossenen Koniferenwaldes führte. Der Einfluss der Winderosion ist hingegen deutlich geringer als im Umfeld des Bodenprofils 15. Im breiten, zentralen, nur gering geneigten Bereich der Dammgletschermoräne, welcher nur geringfügigen Umlagerungs- und Erosionsvorgängen unterliegt, wurde in einer Höhe von 3440 m NN, etwa 1,4 km taleinwärts der Konfluenz von Thini Khola und Murghyuna Khola, Bodenprofil 14 angelegt (unter (↓ 14) in Photo 30, (× 14) in Photo 31).

Talaufwärts der Moränenablagerung des Stadiums III lassen sich zahlreiche weitere, jüngere Moränen bis hinauf zu den rezenten Eisrandlagen unterhalb der Nilgiri-Nordwand identifizieren. Sie wurden in den Arbeiten von Kuhle (1982a, 1983) sehr detailliert beschrieben und kartiert. Von einer Anlage weiterer Bodenprofile in diesem Bereich wurde allerdings abgesehen, da eine pedochronologische Untersuchung aufgrund der vorgefundenen Standorteigenschaften als zu unsicher bzw. unnötig angesehen wird. Aufgrund des steilwandigen Einzugsgebiets sind einige Stadien nicht deutlich ausgewiesen oder greifen ineinander, wodurch eine chronologische Zuordnung auf Basis geomorphologischer Befunde oft nicht sicher möglich ist. Die überlieferten Moränen unterliegen in der Regel intensiver fluvialer Erosion, da die jüngeren Gletscher in die ehemaligen Ufertäler des Stadiums III auswichen, über welche rezent das Gebiet entwässert wird. Eine ungestörte Bodenbildung ist hierdurch nicht gewährleistet. Eine pedochronologische Untersuchung der historischen, im unmittelbaren Vorfeld des rezenten Gletscherendes deponierten Moränen, erscheint ohnehin wenig sinnvoll. Diese Arbeit geht der Frage nach, wie gut man über pedochronologische Analysen das Depositionsalter von Moränen bestimmen kann. Da es sich um ein pedologisches Verfahren handelt, ist die Entwicklung von Böden auf den entsprechenden Moränenstandorten eine zwingende Grundvoraussetzung. Zwar ist hier bei absoluten Höhen von knapp 4000 m NN prinzipiell noch eine ausreichende Bodenbildung möglich, doch kombiniert mit dem geringen Zeitraum, der seit Ablagerung der historischen Moränen vergangen ist, konnten sich pedogene Merkmale bisher allenfalls in Ansätzen ausbilden. Von einer pedochronologischen Untersuchung sind die in großer Höhe befindlichen historischen Moränenstandorte daher auszuschließen.

Im Einzugsgebiet des Thini-Gletschers wurden vier Bodenprofile auf Moränen angelegt (Figur 65), welche auf Basis geomorphologischer Untersuchungen in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von KUHLE (1983) vier aufeinanderfolgenden, hoch- bis spätglazialen Vergletscherungsstadien zugeordnet werden können. Hochglaziale Moränen des Thini-Gletschers sind nicht überliefert. Aufgrund von Schneegrenzberechnungen ist eine hochglaziale Konfluenz des Thini-Gletscher mit dem Chiman-Gletscher wahrscheinlich. Profil 12 ist auf einer Ufermoräne des Stadiums •1, 2 angelegt, welche sich an der orographisch linken Talflanke des Dumwa Khola kurz vor dessen Mündung in das Kali Gandaki befindet. Die zugehörige Eisrandlage blieb nicht erhalten, wird aber im Kali Gandaki in 2600 m NN in der Nähe der Chiman Khola Mündung vermutet. An der gegenüberliegenden, orographisch rechten Flanke des Thini Khola, wurde Profil 13 auf einer dem Stadium I zugeordneten Ufermoräne erstellt. Die Eisrandlage dieses Stadiums wird ebenfalls im Kali Gandaki im Bereich der Siedlung Marpha auf einer Höhe von 2640 m NN angenommen. Profil 15 wurde auf einer Ablationsmoräne des Stadiums II zwischen den Tiefenlinien des Dumwa Khola und Thini Khola kurz vor deren Mündung ins Kali Gandaki erstellt. Die zugehörige Eisrandlage befand sich unmittelbar talabwärts in 2800 m NN. Profil 14 schließlich wurde auf einer von einer Ablationsmoräne bedeckten Dammgletschermoräne des Stadiums III erstellt, welche sich zwischen dem oberen Thini Khola und dem Murghyuna Khola bis zu deren Konfluenz erstreckt. Hier befand sich auch das Gletscherende in einer Höhe von 3000 NN. Aufgrund der unübersichtlichen, verschachtelten Anordnung der talaufwärts anschließenden Moränen, sowie ungünstiger pedogenetischer Standortbedingungen wurde von der Anlage weiterer Profile abgesehen.

6.2 Zum Verlauf der vorzeitlichen Schneegrenze im Thini Khola

Schneegrenzberechnungen wurden für die drei rezenten Gletscher im Bereich des Murghyuna Khola unterhalb der Nilgiri-Nordflanke, dem Nilgiri-NW-, Nilgiri-N- und Nilgiri NE-Gletscher, sowie für vier vorzeitliche Vergletscherungsstadien des Thini-Gletscher durchgeführt. An Moränen dieser früheren Stadien, welche sich anhand der hier berechneten Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von KUHLE

(1980, 1982a: 153-157) der Stadienfolge III, II, I und • 1,2 zuordnen lassen (vgl. Tabelle 1), wurden die Bodenprofile 14, 15, 13 und 12 für pedologische Relativdatierungen angelegt. Eine ausführliche Übersicht der Schneegrenzberechnungen ist in Anhang 1-4 zu finden. Die für die Diskussion wesentlichen Resultate sind außerdem den Figuren 68-70 zu entnehmen.

Der Nilgiri-NW-Gletscher ((3) in Photo 29) liegt von den drei rezenten Gletschern des Murghyuna Khola am weitesten westlich und hat als einziger Anschluss an die höchste Erhebung des Thini Khola Einzugsgebiets, den 7061 m hohen Nilgiri North. Der Gletscher reicht mit einer stark schuttbedeckten Gletscherzunge nordexponiert bis auf 4100 m NN herab und ist als Firnkesselgletscher anzusprechen. An der Nilgiri-Nordflanke, zwischen 5300 m und 5600 m NN ist eine muldenförmige Verflachung innerhalb der Steilwand zu beobachten (Figur 70). Noch oberhalb der rezenten Schneegrenze liegend, trägt dieser Bereich zur Ernährung des Gletschers bei und führt mit $42,81^\circ$ zu einer geringeren Neigung des Nährgebiets als in angrenzenden Bereichen der Nilgiri-Nordflanke. Über die Methode Kuhle errechnet sich ein Schneegrenzwert von 5305 m NN. Der Wert liegt erwartungsgemäß zwischen dem der Methode Höfer (5149 NN) und Louis (5581 m NN). Gesteuert über den FSD, bewirkt die größere Steilheit des Nährgebiets durch die positive Winkeldifferenz eine korrektive Absenkung der rechnerischen Schneegrenze, da die Schneegrenze, zum Ausgleich des sich durch die Steilheit verkürzenden Nährgebiets, innerhalb der Gletschervertikalen nach unten verschoben ist. Dem entgegengerichtet ergibt sich eine höhere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen infolge des aus dem kanalisiert und stark schuttbedeckten Zehrgebiets resultierenden Ablationsschutzes. Dies wird im FSD über Verwendung von Gletschergruppe II (Tabelle 2) berücksichtigt, die zu einer entsprechenden Anhebung der rechnerischen Schneegrenze führt. Da die Winkeldifferenz durch die Verflachung im unteren Teil des Nährgebiets trotz des Übergangs von der Steilwand in die Wandfußzone mit $+11,20^\circ$ relativ gering ist, wirkt sich die Gletschergruppe stärker auf den FSD aus als die Winkeldifferenz. Es resultiert daher eine leichte Anhebung der rechnerischen Schneegrenze um 77 m.

Der rezente Nilgiri-N-Gletscher ((2) in Photo 29) führt aus dem zentralen Bereich der Nilgiri-Nordflanke in Nordexposition aus einer maximalen Höhe von 6698 m NN bis auf 3960 m NN herab. Im Gegensatz zum Nilgiri-NW-Gletscher ist hier inner-

halb der Steilwand keine Verflachung zu finden. Der lawinenernährte Gletscher bildet am Wandfuß eine regenerierte, stark schuttbedeckte Gletscherzunge aus und ist als Lawinenkesselgletscher einzustufen. Da flachere Passagen innerhalb der steilen Rückwand fehlen und das Gletscherende weiter in den deutlich geringer geneigten Wandfußbereich vordringt, ist die Winkeldifferenz zwischen Nähr- und Zehrgebiet mit $+27,66^\circ$ erheblich größer als beim Nilgiri-NW-Gletscher (Figur 70). Der über die Methode Kuhle ermittelte Schneegrenzwert liegt zwar auch hier mit 5019 m NN zwischen den Werten der Methoden Höfer (4996 m NN) und Louis (5329 m NN), kommt jedoch dem Ergebnis der Methode Höfer sehr nahe. Ein Grund hierfür ist in der Definition der Gletscherobergrenze zu suchen. Für alle rezenten und vorzeitlichen Gletscher im Thini Khola liegt dabei die mittlere Gipfelhöhe der Methode Kuhle näher an der mittleren Kammumrahmung der Methode Höfer als an der maximalen Gipfelhöhe der Methode Louis. Ein Vergleich der Methode Kuhle-Variante-1 (Figur 69) mit den Methoden Höfer und Louis zeigt, dass hierdurch zwingend auch die Höhe der Schneegrenze in Richtung der Werte der Methode Höfer verschoben sein muss. Ein zweiter, verstärkend hinzukommender Grund findet sich in der Korrektur über den FSD in der Methode Kuhle. Vergleichbar mit dem Nilgiri-NW-Gletscher bewirkt auch hier die positive Winkeldifferenz eine Absenkung und die Kanalisierung und Schuttbedeckung (Gletschergruppe II, vgl. Tabelle 2) der Gletscherzunge eine Anhebung zur Korrektur der rechnerischen Schneegrenze. Im Gegensatz zu den dort gemachten Beobachtungen ist jedoch hier die Winkeldifferenz mit fast 28° so groß, dass der daraus resultierende Absenkungsbetrag den aus dem Gletschertyp resultierenden Anstieg übertrifft und so insgesamt eine korrektive Absenkung der Schneegrenze um 119 m erfolgt.

Der Nilgiri-NE-Gletscher ((1) in Photo 29) befindet sich am östlichen Ende der Nilgiri-Nordwand, wo diese zum Mesokanto Bhanjyan Pass überleitet. Sowohl die Fläche des Einzugsgebietes als auch seine maximale Höhe von 6200 m NN sind deutlich geringer als bei den zuvor beschriebenen Gletschern. Die rezente Eisrandlage ist in einer Höhe von etwa 5400 m NN noch innerhalb der Nilgiri-Nordflanke lokalisiert, der Gletschertyp ist daher als Flankenvereisung zu bezeichnen. Eine regenerierte Gletscherzunge am Wandfußbereich ist nicht ausgebildet. Vermutlich entsteht diese nur zeitweise nach dem Abbrechen von Eislawinen aus der Wandvergletscherung. Nach der Methode Kuhle ergibt sich

eine Schneegrenzhöhe von 5658 m NN. Ähnlich wie beim benachbarten Nilgiri-N-Gletscher liegt dieser Wert nur wenig über dem der Methode Höfer (5648 m NN), jedoch deutlich unter dem der Methode Louis (5800 m NN) (Figur 68). Neben der unterschiedlich definierten Gletscherobergrenze ist auch hier die Annäherung der Methode Kuhle an die Methode Höfer durch die korrektive Absenkung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD zu erklären. Da sowohl das Nähr-, als auch das Zehrgebiet auf die Nilgiri-Nordflanke beschränkt sind, verlaufen beide sehr steil und weisen nur eine geringe Winkeldifferenz von $+5,52^\circ$ auf (Figur 70). Im Gegensatz zum Nilgiri-N-Gletscher ist daher der auf die Winkeldifferenz zurückzuführende Absenkungsbetrag der Schneegrenze sehr gering. Stattdessen ist die korrektive Absenkung um 42 m hauptsächlich auf die Verwendung der Gletschergruppe IV (Tabelle 2) zurückzuführen, welche aufgrund der abbrechenden Gletscherstirn im Gegensatz zu Gletschergruppe II eine korrektive Absenkung der rechnerischen Schneegrenze bewirkt, da die Schneegrenze, aufgrund des oberhalb der klimatisch möglichen Eisrandlage abbrechenden Gletschers, innerhalb der Gletschervertikalen nach unten verschoben ist.

Bei einem Vergleich der für die drei rezenten Gletscher bestimmten Schneegrenzwerte (Figur 68) fällt auf, dass diese mit Höhen zwischen 5019 m und 5658 m NN trotz gleicher Exposition und benachbarter Lage der Gletscher extreme Abweichungen aufweisen. Für den Nilgiri-NE-Gletscher lässt sich die große Höhe der abgeleiteten Schneegrenze von 5658 m NN auf das Abbrechen der Gletscherfront innerhalb der Steilwand zurückführen. Hierdurch endet der Gletscher deutlich oberhalb des Bereichs, in welchen er unter klimatischen Gesichtspunkten vordringen könnte. Zwar wird in der Methode Kuhle über den FSD diesem Phänomen durch Verwendung der Gletschergruppe IV entgegengewirkt, doch ist die korrektive Absenkung nicht groß genug. Als problematisch für eine entsprechende Korrektur der Schneegrenze erweist sich die Tatsache, dass der Abbruch der Gletscherfront, in Abhängigkeit vom Relief, nahezu an jeder Stelle innerhalb der klimatisch möglichen Vertikalerstreckung des Gletschers erfolgen kann. Insbesondere im extremen Relief des Hohen Himalaja ist daher die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen bei vorliegendem Gletschertyp äußerst variabel und auch durch den empirisch ermittelten Korrekturfaktor FSD nur unzureichend abzubilden. Vergleichbar mit dem rezenten Yakwakan-Gletscher im Thoron Khola kann, abgeleitet aus den weiteren in dieser Arbeit

ermittelten Schneegrenzwerten, sogar eine Lage der Gletscherfront oberhalb der orographischen Schneegrenze wahrscheinlich gemacht werden. Die rezente Eisrandlage des Nilgiri-NE-Gletschers ist daher zur Bestimmung der Schneegrenze ungeeignet. Auch der sehr niedrige Schneegrenzwert von 5019 M NN, welcher sich aus dem rezenten Nilgiri-N-Gletscher ableiten lässt, findet seine Ursache in der extremen Reliefkonstellation, deren Berücksichtigung in den Schneegrenzberechnungsmethoden nicht ausreichend möglich ist. Die über 2000 m hohe Nilgiri-Nordflanke ist in diesem zentralen Bereich besonders steil, die mittlere Neigung beträgt über 50°. Die lawinenernährte, regenerierte Gletscherzunge am Wandfuß liegt dadurch sehr tief. Dass sie trotz der klimatischen Ungunstlage eine große Mächtigkeit erreicht und noch fast 1000 Höhenmeter talabwärts reicht, verdankt sie einerseits der starken Schuttbedeckung infolge großer Schuttnachlieferung aus der Steilwand, andererseits dem talabwärts konisch zulaufenden Einzugsgebiet, durch welches das Eis des gesamten Nährgebiets in einer zentralen Zunge gebündelt wird. Der Nilgiri-NW-Gletscher weist hingegen ein weniger steiles Einzugsgebiet auf, in welchem sogar eine muldenförmige Verflachung innerhalb der Nilgiri-Nordflanke zu beobachten ist. Lawinenabgänge reichen dadurch deutlich weniger tief herab und größere Bereiche des Gletschers verlaufen als zusammenhängende Gletscherzunge, wodurch eine Ableitung der Schneegrenze mittels der hier verwendeten Methoden wesentlich verlässlicher ist. Die für den Nilgiri-NW-Gletscher ermittelte Schneegrenzhöhe von 5305 m NN kann somit als repräsentativ für die Nilgiri-Nordabdachung gelten, während der über den Nilgiri-NE-Gletscher ermittelte Wert zu einer Überschätzung und der über den Nilgiri-N-Gletscher ermittelte Wert zu einer Unterschätzung der Schneegrenze führt. Dieser Wert stimmt gut mit dem von KUHLE (1982a: 168) für die Nilgiri-Nordabdachung berechneten Wert überein, welcher mit 5333 m NN angegeben ist. Die Berechnungen der Schneegrenzdepressionsbeträge für die vorzeitlichen Vergletscherungsstadien sind daher ausschließlich auf die über den Nilgiri-NW-Gletscher ermittelte Schneegrenzhöhe von 5305 m NN bezogen, nicht auf einen Mittelwert der Schneegrenzhöhen aller drei rezenten Gletscher.

Für die vorzeitlichen Vergletscherungsstadien ergibt sich das Problem, dass die für die Berechnung der Schneegrenze nach der Methode Kuhle notwendige Zuordnung zu Gletschergruppen (vgl. Tabelle 2), welche die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen in nicht unerheblichem Masse

mitbestimmen, nicht immer eindeutig möglich ist. In Übereinstimmung mit dem rezenten Nilgiri-NW-Gletscher oder Nilgiri-N-Gletscher kann für den vorzeitlichen Thini-Gletscher in Stadium III und II ein kanalisiertes und stark schuttbedecktes, d.h. ablationsgeschütztes Zehrgebiet angenommen werden. Die daraus abzuleitende höhere Lager der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen kommt durch die Anhebung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD bei Verwernung von Gletschergruppe II zum Ausdruck. Insbesondere für Stadium III wird dies geomorphologisch durch die langgestreckte, schmale Dammgletschermoräne, sowie die aufliegende Ablationsmoräne bestätigt. In den älteren Stadien I und • 1,2 dürfte der Thini-Gletscher hingegen bezüglich der Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen zunehmend den Charakter eines unkanalisierten, ausufernden Zehrgebiets aufgewiesen haben, bei welchem die Schneegrenze nach oben verschoben wäre. Als Grund hierfür ist der extrem flache und weitläufige Talverlauf im und unterhalb des Mündungsbereichs des Thini Khola in das Kali Gandaki zu nennen. Unter Verwendung von Gletschergruppe IV würde dies zu einer entsprechenden Anhebung der rechnerischen Schneegrenze führen. Für diese beiden Stadien wurde daher die Berechnung der Schneegrenze über die Methode Kuhle sowohl unter Verwendung von Gletschergruppe II, als auch Gletschergruppe IV durchgeführt.

Die Dammgletschermoräne des Stadiums III zeichnet noch heute die Eisrandlage des damaligen Thini-Gletschers nach, welche sich in einer Höhe von 3000 m NN befand. Hieraus resultiert nach der Methode Kuhle ein Verlauf der Schneegrenze in 4527 m NN und eine Schneegrenzdepression von 778 m (Figur 68). Für Stadium II ist die Eisrandlage nicht überliefert, kann aber über die geomorphologischen Befunde in einer Höhe von 2800 m NN unmittelbar talaufwärts der Thini Khola Mündung wahrscheinlich gemacht werden. Danach errechnet sich über die Methode Kuhle eine Schneegrenzhöhe von 4475 m NN und eine Absenkung der Schneegrenze um 830 m (Figur 68). Auch für den Thini-Gletscher der Stadien I und • 1,2, welcher in das Kali Gandaki hinein reichte, sind Endmoränen zur exakten Lokalisierung der Eisrandlagen nicht überliefert. Aufgrund der aus Ufermoränen abgeleiteten Gletschermächtigkeit kann ein Vordringen des Gletschers in Stadium I bis auf 2640 m NN im Bereich der Siedlung Marpha und in Stadium • 1,2 bis auf 2600 m NN im Bereich der Chiman Khola Mündung angenommen werden. Für Stadium I ergibt sich aus der Methode

Kuhle bei Verwendung der Gletschergruppe II eine Schneegrenzhöhe von 4364 m NN und eine Schneegrenzdepression von 941 m, bei Gletschergruppe IV ergeben sich entsprechend 3878 m NN und 1427 m (Figur 68). Für Stadium • 1,2 resultieren bei Gletschergruppe II eine Schneegrenzhöhe von 4360 m NN und eine Schneegrenzdepression von 945 m, bei Gletschergruppe IV entsprechend 3873 m NN und 1432 m (Anhang 2, Figur 68). Das der Berechnung der Gletscherobergrenze in den Methoden Höfer und Kuhle zugrundeliegende Einzugsgebiet des Thini-Gletscher hat sich in den verschiedenen Stadien deutlich verändert (Figur 71). Waren bei den Stadien • 1,2 und I noch das Dumwa Khola, das Murghyuna Khola und das obere Thini Khola zum Einzugsgebiet zu rechnen, beschränkte sich dieses in Stadium II auf das Dumwa und Murghyuna Khola und in Stadium III ausschließlich auf das Murghyuna Khola. Durch die zunehmende Beschränkung auf die hohe Nilgiri-Nordflanke ist somit zu den jüngeren Stadien hin eine deutliche Anhebung der mittleren Einzugsbereichshöhe festzustellen. Die mittlere Gipfelhöhe steigt zwischen Stadium • 1,2 und III von 5982 auf 6280 m NN. Bei der Berechnung der Schneegrenzhöhen wurde bereits der Bezug auf die Gletscheroberfläche berücksichtigt. Über die relative Höhe erhaltener Ufermoränen oberhalb der Taltiefenlinie konnte dabei für Stadium • 1,2 eine Mindestgletschermächtigkeit von 460 m und für Stadium I von 360 m rekonstruiert werden. Abgeleitet aus diesen Befunden wird für Stadium II eine Gletschermächtigkeit von 200 m und für Stadium III von 100 m angenommen. Der Bezug auf die Gletscheroberfläche und der damit verbundene Flächenzuwachs des Nährgebiets kommt in der Methode Kuhle durch eine korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze infolge eines sinkenden Nähr- und steigenden Zehrgebietswinkel zum Ausdruck. Die Bedeutung dieser Korrektur, welche nur bei Verwendung der Methode Kuhle erfolgen kann, wird durch den Vergleich der Karten a und b in Figur 71 deutlich. Hier sind die Nährgebietsflächen der einzelnen Vergletscherungsstadien mit und ohne Berücksichtigung der Gletscheroberfläche gegenübergestellt. Ist der Flächengewinn in Stadium III bei einem Anstieg von 15,91 auf 17,63 km² mit 10,81 % noch relativ gering, steigt dieser bei den älteren Stadien stetig an und erreicht bei Stadium • 1,2 durch einen Anstieg von 38,99 auf 56,40 km² 44,65 %.

Betrachtet man zunächst nur die Schneegrenzrechnungen unter Berücksichtigung der Gletschergruppe II, so lässt sich für den Korrekturfaktor FSD in der Methode Kuhle mit zunehmendem Alter des

Vergletscherungsstadiums ein einheitlicher Trend beobachten. Durch die Multiplikation des FSD mit der größer werdenden Gletschervertikalen steigt der sich aus Gletschergruppe II ergebende korrektive Anhebungsbetrag der rechnerischen Schneegrenze mit zunehmendem Stadienalter an. Gleichzeitig wird, verstärkt durch die Berücksichtigung der Gletschermächtigkeit, mit zunehmenden Stadienalter die positive Winkeldifferenz, sowie die dadurch über den FSD hervorgerufene korrektive Absenkung der rechnerischen Schneegrenze in Relation zum gletschertypenbedingten Anstieg immer kleiner, da die zunehmende Angleichung der Gletschernähr- an die Gletscherzehrgebietslänge zu einer immer geringfügiger tiefer liegende Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen führt. Somit verschiebt sich der endgültige Korrekturbetrag über den FSD von einer Absenkung um 113 m im jüngsten berechneten Stadium III zu einer Anhebung um 69 m in Stadium • 1,2. Mit zunehmendem Stadienalter und zunehmender Gletschergröße wird also die Bedeutung des Gletschergruppe für die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen immer wichtiger, während der Winkeldifferenz eine immer geringere Rolle zukommt. Wie stark der Einfluss der Gletschergruppe auf den FSD sein kann, zeigt der Wechsel von Gruppe II zu Gruppe IV bei den beiden ältesten Stadien I und • 1,2. Allein hierdurch ergibt sich anstelle eines leichten korrektiven Anstiegs der rechnerischen Schneegrenze um 52 bzw. 69 m eine sehr deutliche Absenkung um über 400 m. Es resultiert eine rein gletschergruppenbedingte Differenz der Schneegrenzhöhen von fast 500 m.

Für die spät- und nacheiszeitlichen Stadien des Thini-Gletscher ist davon auszugehen, dass es zu einem allmählichen und fließenden Übergang von Gletschergruppe IV zu Gletschergruppe II gekommen ist. Da die Wahl der Gletschergruppe, wie gezeigt, ein sehr wichtiges und hochsensibles Steuerelement für die Bestimmung der Schneegrenze darstellt, wird vorgeschlagen, im Übergangsbereich den Mittelwert aus den über die jeweilige Gletschergruppe ermittelten Schneegrenzwerten zu bilden. Aufgrund des Reliefwechsels ist ein solcher Übergang für das Stadium I wahrscheinlich zu machen, in welchem der Thini-Gletscher zuletzt das Kali Gandaki erreichte. Für Stadium I ergibt sich somit eine mittlere Schneegrenzhöhe von 4121 m NN, sowie eine mittlere Schneegrenzdepression von 1184 m (Anhang 1). Für die Stadien III und II finden die auf Gletschergruppe II basierenden und für Stadium • 1,2 der auf Gletschergruppe IV basierende Schneegrenzwert Verwendung.

Im Vergleich mit den Ergebnissen der Methoden Höfer und Louis ist festzustellen, dass die mit der Methode Kuhle ermittelten Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen denen der Methode Höfer näher liegen. Bei den kleineren Gletschern der jüngeren Stadien ist dies vor allem auf die Eigenschaften der steilen Nilgiri-Nordabdachung zurückzuführen. Zum einen bewirkt der gleichbleibend hoch verlaufende First dieser Wand, dass die mittlere Gipfelhöhe der Methode Kuhle und die mittlere Kammumrahmung der Methode Höfer als obere Gletscherbegrenzung keine großen Differenzen aufweisen. Zum anderen bewirkt die extreme Steilheit der Wand eine hohe Winkeldifferenz zwischen Nähr- und Zehrgebiet, wodurch sich eine korrektive Absenkung der Schneegrenze in der Methode Kuhle ergibt und diese noch weiter in Richtung des Wertes der Methode Höfer verschoben wird. Bei den älteren Stadien hingegen führen die veränderten Gletschereigenschaften durch Verwendung von Gletschergruppe IV in der Methode Kuhle dazu, dass sich die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen deutlich nach unten verlagert und so in Richtung der Werte der Methode Höfer verschiebt.

6.3 Zusammenfassung: Zur Chronologie der Bodenprofilstandorte auf Basis der Glazialgeomorphologie und resultierender Schneegrenzberechnungen (Figur 65)

Den geomorphologischen Befunden, sowie den Ergebnissen der Schneegrenzberechnungen folgend konnten im Thini Khola die Moränen, auf denen die Bodenprofile 12, 13, 14 und 15 angelegt wurden, eindeutig vier verschiedenen Vergletscherungsstadien zugeordnet werden. Aufgrund der extremen Reliefkonstellation war insbesondere die Schneegrenzbetimmung schwierig und nur unter genauer Prüfung der die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen beeinflussenden Faktoren mit hinreichender Verlässlichkeit möglich. Eine Übersicht über die Zuordnung der Bodenprofile zu den rekonstruierten Vergletscherungsstadien ist Tabelle 12 zu entnehmen.

Die jüngste Moräne, auf welcher Bodenprofil 14 erstellt wurde, ist als Dammgletschermoräne im Thini Khola gut erhalten. Das Gletscherzehrgebiet bedeckte als schmale Gletscherzunge nur noch den zentralen Talbodenbereich und reichte auf 3000 m NN herab, das Nährgebiet war bereits auf die Nilgiri-Nordabdachung beschränkt. Über die rekonstruierte Schneegrenzhöhe von 4527 m NN ergibt

sich für dieses Stadium eine Schneegrenzdepression von 778 m. Dieser Wert liegt nur wenig unterhalb der mit 800-900 m angegebenen Schneegrenzabsenkung des Stadiums III (KUHLE 2004), Tabelle 1) und bestätigt die Zuordnung der Moräne zu diesem Stadium durch KUHLE (1983: 275). Der Beginn der Bodenentwicklung von Bodenprofil 14 kann entsprechend in der Endphase von Stadium III angenommen werden.

Bodenprofil 15 wurde auf einer Ablationsmoräne kurz vor der Mündung des Thini Khola in das Kali Gandaki angelegt. Bei einer vermuteten Eisrandlage in 2800 m NN und einem auf die Nilgiri-Nordabdachung einschließlich des Dumwa Khola beschränkten Einzugsgebiets resultiert eine Schneegrenzhöhe von 4475 m NN und eine Absenkung der Schneegrenze von 830 m. Aufgrund des Lagebezugs zur Moräne des Stadiums III ist diese Moräne in Übereinstimmung mit KUHLE (1983: 272) Stadium II zuzuordnen, die Bodenbildung von Profil 15 setzte am Ende dieser Phase ein. Ein in Relation zur bei KUHLE (2004) (vgl. Tabelle 1) für dieses Stadium angegebenen mittleren Schneegrenzdepression von 1000 m geringerer Absenkungsbetrag ist auf beginnende Veränderungen der Gletschereigenschaften zurückzuführen. Aufgrund einer geringeren Kanalisierung sowie des vermutlichen Kalbens der Gletscherfront in einen Moränenstausee dürfte die Schneegrenze bereits tiefer innerhalb der Gletschervertikalen gelegen haben, als in der Methode Kuhle über die Verwendung der Gletschergruppe II ermittelt wurde.

Da die orographisch rechte Ufermoräne, auf welcher Bodenprofil 13 angelegt wurde, im Bereich der Eisrandlage des Stadiums III noch eine Mindestmächtigkeit des Gletschers von 360 m und eine vollständige Verfüllung des mehrere Kilometer breiten Talquerprofils erkennen lässt, ist für den zugehörigen Gletscher ein Vordringen über die Thini Khola Mündung hinaus bis in das Kali Gandaki wahrscheinlich zu machen. Die nicht durch Moränen dokumentierte Eisrandlage wird in 2640 m NN bei Marpha vermutet, das Einzugsgebiet schloss auch das niedrigere obere Thini Khola mit ein und es ergibt sich eine Schneegrenzhöhe von 4121 m NN, sowie eine Schneegrenzdepression von 1184 m. Um der zunehmenden Veränderung der Gletschereigenschaften gerecht zu werden, wurde dabei der Mittelwert aus den über die Gletschergruppen II und IV ermittelten Schneegrenzwerte gebildet. In Übereinstimmung mit KUHLE (1983: 272) ist die Moräne dem Stadium I zuzuordnen, die Bodenentwicklung von Profil 13 setzte im ausgehenden Stadium I ein.

Der Betrag der Schneegrenzabsenkung liegt damit nur wenig höher als der bei KUHLE (2004) (vgl. Tabelle 1) für dieses Stadium angegebene Wert von 1100 m.

Bodenprofil 12 wurde auf einer orographisch linken Ufermoräne des Thini-Gletscher angelegt. Da diese noch im Mündungsbereich des Gletschers in das Kali Gandaki eine Mindestmächtigkeit des Gletschers von 460 m erkennen lässt, muss sie noch vor Stadium I entstanden sein. Die auch hier nicht exakt rekonstruierbare Eisrandlage wird im Bereich der Chiman Khola Mündung bei 2600 m NN angenommen, als Schneegrenzhöhe ergibt sich 3873 m NN und als Schneegrenzdepression 1432 m. In Bestätigung der Ergebnisse von KUHLE (1983: 272) ist damit diese Moräne Stadium •1,2 zuzuordnen, denn für das Hochglazial wurde für die Bereiche des Dhaulagiri- und Annapurna-Himal nördlich des Himalaja-Hauptkamms eine noch höhere mittlere

Schneegrenzabsenkung von 1634 m festgestellt (KUHLE 2004) (Tabelle 1). Das Alter der Bodenentwicklung bei Profil 12 ist somit der Endphase von Stadium •1,2 gleichzusetzen.

Bezüglich ihrer absoluten Höhe ist für die berechneten Schneegrenzen generell ein für das jeweilige Stadium vergleichsweise niedriges Niveau zu beobachten. Der Grund hierfür ist in der überwiegenden Nordexposition des Einzugsgebiets zu suchen. Besonders bei den jüngeren Vergletscherungsphasen bis hin zu Stadium II ist das Einzugsgebiet ausschließlich auf die Nilgiri-Nordabdachung beschränkt und daher nahezu vollkommen nordexponiert. Bei den älteren Stadien I und •1,2 zählt zwar auch das überwiegend westexponierte obere Thini Khola mit zum Einzugsgebiet des Thini-Gletscher, doch zeigen die Expositionsverteilungen in Figur 72, dass auch hier die Nordexposition vorherrschend bleibt.

6.4 Beschreibung der Bodenprofile im Thini Khola

Bodenprofil 14 wurde am jüngsten pedologisch untersuchten Moränenstandort im Thini Khola angelegt, welcher Vergletscherungsstadium III zugeordnet wurde. Der Profilstandort befindet sich in einer Höhe von 3440 m NN im zentralen Bereich einer Ablationsmoräne, welche beim Zurückschmelzen des Gletschers auf der zugehörigen Dammgletschermoräne deponiert wurde. Die Profilbeschreibung ist in Figur 75 zusammengefasst. Der mit einem Gefälle von 9° in nordwestlicher Richtung geneigte Standort trägt einen lichten Koniferenwald, ist mäßig durchfeuchtet und petrographisch überwiegend aus Kalkstein und Dolomit zusammengesetzt. Der etwa 70 cm mächtige Boden gliedert sich in die Horizontfolge A(h)/Cv/C und ist als Lockersyrosem-Pararendzina (WRB: Skeletic-eutric Regosol) anzusprechen. Einem sehr geringmächtigen, nur 5 cm erreichenden A(h)-Horizont folgt bis in 70 cm Tiefe ein Cv-Horizont. Die geringe Mächtigkeit des A(h)-Horizontes ist dabei möglicherweise das Resultat einer Teilabtragung des Oberbodens infolge eines waldbrandbedingten Verlustes der Vegetationsdecke. Entsprechende Brandspuren sind in der Umgebung noch erkennbar. Das gesamte Profil ist sehr carbonatreich und weist eine geringe Dichte von 1,1 auf. Der Boden ist auch im A(h)-Horizont nur mittelstark durchwurzelt, vom A(h)- zum Cv-Horizont nimmt der Anteil des Bodenskeletts von 40 auf über 75 % zu. Im Feinboden nimmt der Anteil der dominierenden Schlufffraktion profilabwärts von 59 auf 51 % ab, der Sandanteil steigt von 34 auf 42 % an und der Tonanteil bleibt konstant bei 7 %. Der hohe Schluffanteil von über 50 % lässt zunächst vermuten, dass das Substrat äolisch transportiert wurde. Der hohe Anteil von Grobsand am Feinboden, welcher im Cv-Horizont bei über 18 % liegt, besonders aber der hohe Skelettanteil von über 75 %, sprechen jedoch gegen die Überlagerung der Moräne durch eine äolische Deckschicht. Entsprechend des hohen Carbonatanteils ist das gesamte Profil als sehr schwach alkalisch einzustufen, der pH-Wert steigt erwartungsgemäß profilabwärts von 7,10 auf 7,38 an. Der Anteil organischer Substanz ist bereits im A(h)-Horizont mit nur 1,70 % sehr gering, im Cv-Horizont sind über den Glühverlust keinerlei organische Bestandteile nachweisbar. Die Bodenfarbe ist in beiden Horizonten mit 2,5 Y 5/2 und 2,5 Y 6/2 fast identisch und die geringen Leuchtkraftwerte und roten Farbanteile deuten auf einen geringen Entwicklungsgrad des Bodens hin. Hinweise auf Inho-

mogenitäten oder Schichtwechsel innerhalb des Bodenprofils lassen sich weder aus der Profilsprache im Gelände, noch über die spezifischen pedochemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9) erkennen.

Bodenprofil 15 (Figur 76) wurde ebenfalls auf einer Ablationsmoräne angelegt, welche dem nächst älteren Stadium II zuzuordnen ist. Der Profilstandort liegt etwa 1,2 km südlich der Siedlung Thinigau zwischen den Flußläufen des Thini und Dumwa Khola nahe des Mündungsbereichs zum Kali Gandaki in 3040 m NN. Der gut durchfeuchtete Standort wird von einem Koniferenwald bedeckt, weist eine schwache Neigung von 5° in Richtung NNW auf und besteht wie Profilstandort 14 überwiegend aus Dolomit- und Kalkgestein. Der 50 cm mächtige Boden gliedert sich in die Horizontfolge Ah/Cv/C und ist als Pararendzina (WRB: Eutric Regosol) einzustufen. Der 20 cm mächtige Ah-Horizont hebt sich aufgrund seiner dunklen Färbung deutlich vom folgenden, etwa 30 cm umfassenden Cv-Horizont ab. Das Profil ist sehr carbonatreich, profilabwärts nimmt die Dichte von 1,45 auf 1,2 ab, die Durchwurzelung geht von mittel auf sehr schwach zurück und der Bodenskelettanteil steigt von 30 auf über 75 % an. Vom Ah- zum Cv-Horizont nimmt der Anteil der Sandfraktion am Feinboden von 57 auf 43 % ab, während der Schluffanteil von 38 auf 48 % und der Tonanteil von 5 auf 8 % zunehmen. Da der Grad der Bodenentwicklung profilabwärts abnimmt, müsste der Trend in der Feinbodenzusammensetzung eigentlich genau umgekehrt verlaufen. Weitere Merkmale der Bodenentwicklung, wie pH-Wert, organische Substanz oder Anteile leicht löslicher Elemente, zeigen jedoch einen dem profilabwärts abnehmenden Grad der Bodenentwicklung entsprechenden Tiefenverlauf. Die Ursache des ungewöhnlichen vertikalen Trends in der Feinbodenzusammensetzung dürfte daher in der für glazigene Akkumulationen typischen, kleinräumigen Heterogenität der Korngrößenverteilung zu suchen sein. Der pH-Wert des neutralen bis sehr schwach alkalischen Bodens steigt profilabwärts von 6,94 auf 7,25 an, die organische Substanz nimmt deutlich von 5,96 auf 0,95 % ab. Auch für die Bodenfarbe ist ein deutlicher Wechsel im Profilverlauf festzustellen, von 10 YR 3/3 im Ah-Horizont zu 2,5 Y 4/2 im Cv-Horizont. Der Ah-Horizont weist also aufgrund des höheren Entwicklungsgrads deutlich mehr rote Farbanteile auf, ist dunkler und leuchtkräftiger. Profilinhomogenitäten sind weder über die Profilsprache im Gelände noch durch die laboranalytischen Homogenitätsindizes (Anhang 9) auszumachen.

Dem nächst älteren Stadium I ist die orographisch rechte Ufermoräne zuzurechnen, auf dessen Außenhang Bodenprofil 13 (Figur 74) angelegt wurde. Der Standort befindet sich gut 3 km südwestlich von Thinigau, 360 m über der rezenten Tiefenlinie in 3500 m NN. Er ist mit trockenem Koniferenkrummholz bestockt, gut durchfeuchtet, mit 22° Gefälle entgegen der Talflanke gegen NNE exponiert und das Substrat setzt sich überwiegend aus Kalkstein und Dolomit zusammen. Es handelt sich bei diesem mindestens 100 cm mächtigen Boden um eine Typische Braunerde (WRB: Eutric-haplic Cambisol) mit der Horizontgliederung Ah/Bv/Bv-Cv/Cv/C. Der Ah-Horizont weist eine Mächtigkeit von 15 cm auf, der Bv-Horizont von 20 cm, der Bv-Cv-Horizont von 35 cm und der Cv-Horizont von mindestens 30 cm. Das gesamte Bodenprofil ist sehr carbonatreich. Die Dichte des mittel bis schwach durchwurzelten Bodens steigt profilabwärts von 1,3 auf 1,8 an, ehe sie im Cv-Horizont wieder auf 1,5 sinkt. Der generell niedrige Skelettanteil geht mit zunehmender Profiltiefe leicht von 20 auf 15 % zurück. Der Anteil der Tonfraktion am Feinboden geht von 11 auf 6 % zurück, Sand- und Schluffanteil schwanken ohne erkennbaren Tiefentrend nur geringfügig zwischen 46 und 53 % bzw. 42 und 46 %. Erwartungsgemäß steigt bei insgesamt sehr schwach alkalischem Milieu der pH-Wert profilabwärts von 7,08 auf 7,39 und der Anteil organischer Substanz sinkt von 4,77 auf 1,72 %. Auch bezüglich der Bodenfarbe ist innerhalb des Profils infolge der geringer werdenden Bodenentwicklung eine Abnahme des Rotanteils, sowie eine kontinuierliche Zunahme der Helligkeit zu beobachten. Eine Heterogenität innerhalb des Profils ist in Übereinstimmung mit den Profilen 14 und 15 weder den Ergebnissen der Geländeansprache noch den spezifischen pedochemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9) zu entnehmen.

Bodenprofil 12 (Figur 73) wurde auf einer orographisch rechten, 460 m über der Tiefenlinie gelegenen Ufermoränenleiste des Stadiums •1,2 im Mündungsbereich des Dumwa Khola in das Kali Gandaki in einer Höhe von 3520 m NN erstellt. Der Standort weist eine Neigung von 25° Richtung Norden auf, ist mäßig bis gut durchfeuchtet, von einem temperierten Koniferenwald bestanden und besteht übereinstimmend mit den übrigen Bodenprofilen dieser Talschaft petrographisch vorwiegend aus Kalk- und Dolomitgestein. Auch hier ist das gesamte Profil als sehr carbonatreich einzustufen. Der über 70 cm tiefe Boden mit der Horizontfolge (L)-Ah/Bv/IIBv-Cv/IICv/IIC ist als Typische Braunerde

(WRB: Skeletic-eutric Cambisol) anzusprechen. Der Ah-Horizont zeigt Ansätze einer dünnen Streuauflage und ist mit maximal 5 cm nur sehr geringmächtig. Eine gesonderte Entnahme von Bodenproben zur Laboranalyse konnte daher für diesen Horizont nicht genommen werden. Deutlicher ausgeprägt folgen der 25 cm mächtige Bv-Horizont und der 40 cm mächtige IIBv-Cv-Horizont, ehe sich unterhalb von 70 cm Bodentiefe der IICv-Horizont anschließt. Profilabwärts geht die Dichte des Bodens von 1,65 auf 1,2 und die Durchwurzelungsintensität von mittel auf schwach zurück, während der Anteil des Bodenskeletts von 55 auf über 75 % ansteigt. Vom Bv- zum IIBv-Cv-Horizont nimmt der Sandanteil am Feinboden leicht von 40 auf 34 % ab, während der Schluffanteil geringfügig von 52 auf 56 % ansteigt und der Tonanteil von 8 auf 11 %. Erwartungsgemäß zeigt der pH-Wert bei sehr schwach alkalischen Verhältnissen einen leichten Anstieg von 7,00 auf 7,14 und der Anteil organischer Substanz sinkt von 4,08 auf 3,76 %. Die Bodenfarbe weist in den beiden B-Horizonten noch einen relativ hohen Rotanteil mit Farbstufe 10 YR auf, ehe diese im Cv-Horizont aufgrund der geringeren Bodenentwicklung zurückgehen, wie der Wechsel zu Farbstufe 2.5 Y zeigt. Der hohe Schluffanteil in den B-Horizonten lässt vermuten, dass das Material äolisch transportiert worden sein könnte. Der hohe Feinsand- und Grobschluffanteil des Bv-Horizonts, der sich zu über 42 % summiert, untermauert diese Vermutung. Im IIBv-Cv-Horizont ist der hohe Schluffanteil hingegen, untypisch für äolische Sedimente, eher auf die Mittel- und Feinschlufffraktion zurückzuführen, welche zusammen 43 % des Feinbodens beinhalten. Der hieraus abzuleitende Verdacht eines Schichtwechsels zwischen dem Bv- und IIBv-Cv-Horizont wird zwar bezüglich der laboranalytischen Homogenitätsindizes (Anhang 9) nur durch das unterschiedliche Zr/Sr-Verhältnis (Anhang 9 b) zwischen den Nachbarhorizonten bestätigt, dieses weicht jedoch in einem so beträchtlichen Maß ab, dass ein Schichtwechsel in Profil 12 wahrscheinlich zu machen ist. Die Ufermoränenleiste wurde demzufolge nach ihrer Ablagerung von einer dünnen äolischen Deckschicht überlagert (vgl. WAGNER 2005: 98).

Zusammengefasst weisen die Profile 14 und 15 einerseits, sowie die Profile 12 und 13 andererseits, eine jeweils ähnliche Profilausbildung auf. Die Profile 14 und 15 sind vergleichsweise geringmächtig und weisen als Pararendzinen allenfalls geringfügige Verbraunungserscheinungen auf. Auch die relativ niedrigen Tonanteile deuten auf einen geringen Grad der Bodenentwicklung hin. Die Profile 12 und 13

hingegen sind mächtiger und als Typische Braunerden deutlich differenzierter gegliedert. Höhere Tonanteile und eine, die A- und B-Horizonte charakterisierende, stärkere rotbraune Färbung der Böden weisen ebenfalls auf einen vergleichsweise höheren Grad der Bodenentwicklung hin. Eine weitere Unterscheidung bezüglich der Bodenentwicklung bzw. des Bodenalters zwischen Profil 12 und 13 oder zwischen Profil 14 und 15 ist auf Basis der Profilsprache im Gelände nicht möglich. Der pH-Wert lässt eine Differenzierung des Bodenentwicklungsgrads im Thini Khola nicht zu, da aufgrund des Carbonatreichtums konstant hohe pH-Werte bei allen Böden zu beobachten sind. In Übereinstimmung mit der aus der Glazialgeomorphologie abgeleiteten Altersgliederung der Moränen sind somit die Profile 14 und 15 als jüngste, die Profile 12 und 13 als älteste Böden zu identifizieren, während eine genauere Altersdifferenzierung nicht möglich ist. Bezüglich der Interpretation der laboranalytischen pedochronologischen Indikatoren sind die Auswirkungen der Überlagerung des Moränensubstrats durch eine äolische Deckschicht in Profil 12 zu berücksichtigen. Der Baumbestand deutet darauf hin, dass an allen Profilstandorten von für die Bodenentwicklung ausreichend hohen und vergleichbaren Niederschlagsmengen auszugehen ist. Da sich alle Bodenprofile in einem relativ einheitlichen Höhenbereich zwischen 3040 und 3500 m NN erstrecken, ist auch die Vergleichbarkeit der thermischen Bedingungen gewährleistet.

6.5 Ergebnisse der Verwitterungsindizes für die Bodenprofile im Thini Khola

Zum Vergleich der Ergebnisse der Verwitterungsindizes (Anhang 5-7) dienen nachfolgend die Hauptverwitterungshorizonte der Bodenprofile, welche sich über die höchsten Anteile kristalliner pedogener Fe-Oxide am Gesamteisengehalt ($\text{Fe}_{\text{d-o}}/\text{Fe}_{\text{t}}$) zu erkennen geben. Mit dem ebenfalls durchgeführten Vergleich der Profilmittelwerte ergeben sich gute Übereinstimmungen, weshalb diese Ergebnisse nur im Einzelfall näher diskutiert werden. Für die Profile 13 und 15 ist der Hauptverwitterungshorizont klar mittels der pedogenen Fe-Oxide zu identifizieren. In Profil 13 zeigt der Bv-Horizont die höchsten Anteile an $\text{Fe}_{\text{d-o}}$, in Profil 15 der Ah-Horizont. In Profil 14 gibt sich ebenfalls der Ah-Horizont als Hauptverwitterungszone zu erkennen, allerdings sind hier die Differenzen zum Cv-Horizont nur gering. Bei der Betrachtung von Profil 12 muss der Schichtwechsel

innerhalb des Profils beachtet werden. Die höchsten Anteile von $\text{Fe}_{\text{d-o}}$ werden im Bv-Horizont oberhalb des Schichtwechsels erreicht. Vergleichbar mit der Situation für die Profile 3 und 9 aus dem Thoron Khola (vgl. Kapitel 5.1.4) deutet dies darauf hin, dass sich unterhalb des Schichtwechsels kein, bereits vor der Ablagerung der äolischen Deckschicht, in der Moräne gebildeter Boden befindet, sondern die Bodenbildung im gesamten Profil erst nach der Überlagerung durch die Deckschicht einsetzte. Obwohl die Hauptverwitterungszone im Bv-Horizont der äolischen Deckschicht befindlich ist, ist der Verwitterungsgrad dieses Horizonts daher ausschlaggebend für die Relativdatierung der Moräne an Profilstandort 12.

6.5.1 Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes

Die Resultate der auf der Änderung der Gesamtelementverteilung beruhenden Verwitterungsindikatoren für die Bodenprofile 12, 13, 14 und 15 aus dem Thini Khola sind Anhang 5 zu entnehmen. Einen übersichtlichen Vergleich für die Werte der Hauptverwitterungshorizonte unter Berücksichtigung des glazialgeomorphologisch ermittelten Stadienalters der Moränen ermöglichen die Figuren 77-84.

Durch einen Großteil der Verwitterungsindizes wird das relative Standortalter der vier Bodenprofile ausnahmslos korrekt wiedergegeben. Insbesondere solche Indikatoren, welche Gruppen von Elementen mit unterschiedlicher Neigung zur Lösung und Verlagerung vergleichen, zeigen verlässlich den Entwicklungsgrad der Böden und damit das Boden- und Standortalter an. Hier sind der MWPI, KNCM/AFT, AF/KNMP, V, V_i (Figuren 77a-e), KNCM/A, CIA (mit und ohne carbonatischem Ca), CIW (Figuren 78a-d), WI(P) (Figur 82b), die Summe aus $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, sowie Term 1 und 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981) (Figuren 83a-b) zu nennen. Beim Vergleich der Mittelwerte trifft dies auch auf den Index Factor 1 (Figur 82a) zu. Auch bei den spezifischer ausgerichteten Verwitterungsindizes, welche jeweils nur zwei Elemente unterschiedlicher Mobilität miteinander vergleichen, wird in der Regel ein mit dem Standortalter übereinstimmender relativer Verwitterungsgrad angezeigt. Dies gilt für $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, MgO/TiO_2 (Figuren 79a, c, e-f), $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, CaO/MgO (Figuren 80a, c), $(\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5) \cdot 10$, Ba/Sr und Rb/Sr (Figuren 81a-c). Die drei letztgenannten Indizes beruhen auf Spurenelementen. Im Gegensatz zur

Situation bei den Bodenprofilen im Thoron Khola und Madek Dumda Khola ist hier offensichtlich die petrographische Zusammensetzung an den Profilstandorten einheitlich genug, um auch bei nur in geringem Umfang vorkommenden Elementen deren unterschiedliche Mobilität als Indikator der Bodenverwitterung verwenden zu können. Ein uneinheitliches und mit dem Standortalter nicht übereinstimmendes Verteilungsmuster ist hingegen bei den Verwitterungsindikatoren Fa/S , S/AFT (Figuren 78e-f), K_2O/Al_2O_3 , K_2O/TiO_2 (Figuren 79b, d), SiO_2/Al_2O_3 , SiO_2/Fe_2O_3 (Figuren 80d-e), sowie der Elementsumme (Na_2O+K_2O) (Figur 83a) zu beobachten. Bei allen genannten Indikatoren findet entweder Si oder aber K als mobiles Element in exponierter Weise Berücksichtigung. Allgemein gilt Si als relativ immobiles Element. Daher wird es in vielen Verwitterungsindizes eher auf Seiten der immobilsten Elemente gegen leichter mobilisierbare Elemente wie die Gruppe der (Erd-)Alkalimetalle in Relation gesetzt, was auch bei den Profilen des Thini Khola zu einer korrekten Indikation des relativen Verwitterungsgrades der Böden führt. Gleichzeitig gilt Si jedoch innerhalb der Gruppe der immobilsten Elemente als das am stärksten lösliche und verlagerbare. Gegen sehr immobile Elemente wie Fe oder Al wird es daher in den Verwitterungsindizes Fa/S , S/AFT , SiO_2/Al_2O_3 und SiO_2/Fe_2O_3 als mobiles Element eingesetzt. Dass diese Indizes den Verwitterungsgrad der Profile im Thini Khola nicht korrekt wiedergeben, könnte in der petrographischen Zusammensetzung des Ausgangssubstrats begründet sein. In dem von Kalkstein und Dolomit dominierten Substrat der Profile des Thini Khola ist der Anteil von Si und damit auch der Verlagerungsumfang dieses Elements deutlich geringer als in silikatischen Ausgangsgesteinen, während Al oder Fe in beiden Fällen kaum veränderte Anteile bzw. Verlagerungsdimensionen aufweisen. Außerdem kommt es infolge des starken Carbonataustrags zu einer relativen Anreicherung des in Silikatgestein dominierenden Si. Die Eignung des Elements als Indikator für Mobilität ist für die carbonatreichen Böden im Thini Khola daher nicht gewährleistet. K gehört zur Gruppe der Alkalimetalle und damit wie bereits erwähnt zu den leicht mobilisierbaren Elementen. Dass trotzdem die gezielt auf K als mobile Komponente basierenden Verwitterungsindizes den Grad der Bodenentwicklung nicht korrekt wiedergeben, ist möglicherweise auf die Neigung des gelösten K zur späteren Adsorption an feinkörnige Partikel zurückzuführen. Infolge des isomorphen Ersatzes wird K dabei in den Zwischenschichten der Illite eingebaut, aber

auch die „Kalium-Fixierung“ in Vermikuliten, im Austausch beispielsweise gegen Ca und Mg, ist hier zu nennen (vgl. BIRKELAND 1999, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992). Der Vogt-Index „V“ (Figur 77d) trägt genau diesem Phänomen Rechnung, indem nicht nur auf eine Verwendung von K als mobile Komponente verzichtet wird, sondern dieses Element gezielt als Indikator für Immobilität eingesetzt wird (vgl. HARNOIS 1988). Gleiches gilt für den Verwitterungsindex K_2O/Na_2O (Figur 80b). Überraschenderweise zeigt letzterer jedoch trotzdem bei den Böden im Thini Khola keine Korrelation mit deren Verwitterungsgrad. Offensichtlich sorgen Abweichungen im Ausgangssubstrat für dieses widersprüchliche Ergebnis. Geht K als mobiles Element in den Verwitterungsindikator ein, ergeben sich für die Profile 13, 14 und 15 gute Übereinstimmungen mit dem Verwitterungsgrad der Böden, nur Profil 12 erscheint als zu gering verwittert. Umgekehrt ist Profil 12 bei Verwendung von K als immobilem Element korrekt als der am stärksten verwitterte Boden gekennzeichnet, während die relativen Bezüge der Profile 13, 14 und 15 untereinander nicht mit dem Verwitterungsgrad der Böden korreliert sind. In den Böden der Profile 13, 14 und 15 weist K somit eher mobile Eigenschaften auf, im Boden des Profils 12 hingegen eher immobile. Bei Profil 12 dürfte jedoch eine Erklärung für relativ hohe K-Anteile nicht vorrangig im Kontext des Verwitterungsprozesses, sondern bei erhöhten K-Anteilen im äolischen Ausgangssubstrat dieses Bodens zu suchen sein. Der in den Dreiecksdiagrammen CMKN-AF-S, CM-KN-SAF und A-CN-K (mit und ohne carbonatischer Ca-Anteile) (Figuren 84a-d) dargestellte relative Größenvergleich der jeweiligen drei Elementgruppen zueinander, bestätigt die gute Eignung der auf der unterschiedlichen Elementmobilität beruhenden Verwitterungsindizes für die Bodenprofile im Thini Khola. Auch hier ergibt sich nur bei der Verwendung von K auf Seiten der mobilen Elemente ein dem Verwitterungsgrad bzw. Alter der Böden widersprechendes Resultat. Dies gilt für den Anteil von (Na_2O+K_2O) im CM-KN-SAF-Diagramm und K_2O in beiden A-CN-K-Diagrammen.

Zusammenfassend ist der überwiegenden Mehrheit der auf Veränderungen der Gesamtelementverteilung beruhenden Verwitterungsindizes eine sehr gute Eignung zur Bestimmung des relativen Verwitterungsgrads der Böden und damit zur Relativdatierung der Moränen im Thini Khola zu bescheinigen. Nur solchen Indizes, in welchen entweder Si als mobiles Element oder K als zentrales Hauptindikatorelement zum Einsatz kommt, geben den relativen

Verwitterungsgrad nicht korrekt wieder. Die schlechte Eignung von Si als Indikator für Mobilität ist auf die in Kalk- und Dolomitgestein in Relation zu silikatischen Substraten geringen Anteile und Verlagerungsumfänge dieses Elements zurückzuführen. Bei K besteht das Problem, dass dieses Element sowohl ausgeprägte Neigung zur Mobilisierung als auch zur Adsorption aufweisen kann und außerdem bereits in den Ausgangssubstraten der Profile des Thini Khola unterschiedliche K-Anteile wahrscheinlich zu machen sind. Trotz des geringen Vorkommens der Spurenelemente weisen die auf ihnen basierenden Verwitterungsindizes eine gute Eignung für die Böden im Thini Khola auf, was für sehr homogene Standorteigenschaften und ein gute Vergleichbarkeit der Bodenprofile spricht.

6.5.2 Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide und der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes

Die Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Fe- und Al-Oxide, sowie der Bodenfarbe basierenden Verwitterungsindizes sind in Anhang 6 aufgeführt, ein graphischer Vergleich der Werte der Hauptverwitterungshorizonte mit den geomorphologisch bestimmten Vergletscherungsstadien ist den Figuren 85-87 zu entnehmen.

Bei vielen auf Basis der pedogenen Oxide erstellten Verwitterungsindizes ist eine sehr gute Übereinstimmung des aus ihnen abgeleiteten relativen Verwitterungsgrades der Böden mit dem Stadienalter der Moränen zu beobachten. Dies gilt für Fe_o/Fe_t , Al_d/Al_t , Al_d/Fe_d (Figuren 85a, c-d), sowie die im Dreiecksdiagramm in Figur 86 dargestellten prozentualen Anteile von Fe_{d-o} und Fe_o am Gesamteisengehalt Fe_t . Insbesondere bei den Indizes, welche die pedogenen Al-Oxide (Al_d) beinhalten, war nach den Erfahrungen bei den Profilen im Thoron Khola und Madek Dumda Khola eine so gute Eignung nicht unbedingt zu erwarten. Die sehr geringen Mengen, in welchen Al_d in den Profilen vorkommt, führt schnell dazu, dass die Höhe des Anteils von Al_d an Al_t oder Fe_d nicht in erster Linie das Ergebnis unterschiedlicher Verwitterungsausprägung, sondern die Folge leichter Abweichungen der Zusammensetzung des Ausgangssubstrats oder schlicht von Messungenauigkeiten ist. Vergleichbar mit den Beobachtungen bei Verwendung der geringanteiligen Spurenelemente in Verwitterungsindizes auf Basis der unterschiedlichen Elementmobilisierung, zeigt sich jedoch für die Profile im Thini Khola eine so gute

Übereinstimmung der Standorteigenschaften, dass die Verwitterungsindizes Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d den Verwitterungsgrad der Böden korrekt wiedergeben vermögen. Trotzdem sollte der Aussagewert der Ergebnisse zumindest in Bezug auf Al_d/Fe_d nicht überbewertet werden, denn FITZE (1982: 284) geht davon aus, dass eine deutliche Zunahme von Al_d in Relation zu Fe_d erst bei starker Versauerung und Podsolierung der Böden zu erwarten ist.

Die bisher noch nicht erwähnten Verwitterungsindizes auf Basis pedogener Oxide, Fe_d/Fe_t (Figur 85b) und Fe_{t-d}/Fe_t (als Prozentanteil im Dreiecksdiagramm in Figur 86 enthalten), weisen ebenfalls für die Profile 12, 13 und 15 eine sehr gute Korrelation mit dem Stadienalter der Moränen auf. Lediglich Profil 14 am jüngsten Standort lässt über die Indexwerte einen etwas zu hohen Verwitterungsgrad erkennen. Für die Anteile von Fe_d bzw. Fe_{t-d} an Fe_t , die nach den in Kapitel 5.1.5.2 (Thoron Khola) ausgeführten Überlegungen hinsichtlich ihres Aussagewertes als Verwitterungsindikator zwangsläufig identisch sind, ist hierfür das gleiche Phänomen verantwortlich zu machen, wie für Profil 5 im Madek Dumda Khola (vgl. Kapitel 5.2.5.2). Die Überschätzung des Bodenalters ist auf einen unabhängig vom Grad der Bodenverwitterung erhöhten Anteil von Fe_d zurückzuführen. Für Profil 5 im Madek Dumda Khola konnten hohe Gehalte organischer Substanz als Ursache für die zu hohen Fe_d -Anteile wahrscheinlich gemacht werden, da organische Bestandteile durch die nicht ausreichende Selektivität der Dithionit-Extraktion bei der Bestimmung der pedogenen Oxide (Fe_d) miterfasst werden können (vgl. SCHLICHTING et al. (1995: 149). Für Profil 14 kann dies jedoch aufgrund der extrem geringen Anteile organischer Substanz im gesamten Profilverlauf als Erklärung ausgeschlossen werden. Neben pedogenen Oxiden und organischen Bestandteilen können bei der Dithionit-Extraktion allerdings auch am Austauscher gebundenen Ionen (SCHLICHTING et al. (1995: 149) ungewollt extrahiert werden und eine Erhöhung des Fe_d -Wertes bewirken.

Über die beiden auf der Bodenfarbe basierenden Verwitterungsindizes, dem Alexander-Farbindex und dem CDE (Figur 87a-b), wird der relative Verwitterungsgrad der Profile 12, 13 und 14 dem Standortalter entsprechend korrekt wiedergegeben. Nur für Profil 15 ergibt sich eine deutliche Überschätzung des Verwitterungsmaßes. Der Grund hierfür findet sich in dem vergleichsweise hohen Gehalt organischer Substanz im Hauptverwitterungshorizont von Profil 15, durch welchen der Boden dunkler und dadurch stärker verwittert erscheint. Im

CDE, der aus genau diesem Grund auf die Einbeziehung der Dunkelstufe (Value) verzichtet, ist die Überschätzung des Verwitterungsgrades von Profil 15 daher auch deutlich geringer als beim Alexander-Farbindex. Dass trotzdem eine Überschätzung zu verzeichnen ist, deutet entweder darauf hin, dass auch die Intensität der Farbe durch organische Substanz verstärkt wird, oder zumindest das subjektive Farbempfinden einen solchen Einfluss suggeriert. Zusammenfassend lässt sich für alle auf der Bildung pedogener Oxide basierenden Verwitterungsindizes eine gute Korrelation mit dem Verwitterungsgrad und Standortalter der Profile im Thini Khola feststellen. Nur für Profil 14 ist aufgrund eines zu hohen Fe_d -Anteils, welcher auf die ungenügende Selektivität der Dithionit-Extraktion zurückzuführen ist, bei Fe_d/Fe_t und Fe_{d-o}/Fe_t eine leichte Überschätzung des Bodenalters festzustellen. Trotz ihrer größeren Ungenauigkeit geben auch die Farbindizes den Verwitterungsgrad der Böden bei fast allen Profilen korrekt wieder. Nur bei Profil 15 führen die hohen Humusgehalte zu einer Überschätzung.

6.5.3 Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes

Die Ergebnisse der granulometrischen Verwitterungsindizes für die Profile des Thini Khola sind in Anhang 7 aufgeführt, graphische Vergleiche der Resultate der Hauptverwitterungshorizonte unter Berücksichtigung der aus der geomorphologischen Untersuchung abgeleiteten Vergletscherungsstadien finden sich in den Figuren 88-89.

Der Tonanreicherungsindex $(S+U)/T$, der Schluffanreicherungsindex $(fU+mU)/(gU+S)$, der Medianwert Q_2 , sowie der Medianindex (Figuren 88a-b, e-f), welche jeweils die gesamten Feinbodenfraktionen oder ein breites Spektrum dieser beinhalten, geben den Grad der Bodenentwicklung in Übereinstimmung mit den Vergletscherungsstadien für die Profile 12, 13 und 15 korrekt wieder. Lediglich das am jüngsten Moränenstadium befindliche Profil 14 erscheint als vergleichsweise zu intensiv verwittert. Der Grund für diese Überschätzung ist bei allen vier Indizes in den relativ hohen Schluffanteilen zu suchen, die bereits im Ausgangssubstrat von Profil 14, und somit unabhängig vom Grad der Verwitterung, zu finden sind. Die Indizes auf Basis des Medians und der Schluffanreicherung werden hiervon unmittelbar beeinflusst, der Tonanreicherungsindex mittelbar über eine, infolge der hohen Schluffanteile,

verstärkte verwitterungsbedingte Überführung von Partikeln dieser Fraktion in die Tonfraktion.

Die Verwitterungsindizes, welche sich auf die Anreicherung der Masse von Ton bzw. Schluff, sowie der Summe dieser beiden Fraktionen im Hauptverwitterungshorizont beziehen (Figuren 89a-c), geben hingegen für alle Profile den relativen Grad der Bodenverwitterung richtig wieder. Da diese Indizes nicht nur die sich aus der Bodenentwicklung ergebende Zunahme der Ton- bzw. Schlufffraktion, sondern auch die gleichzeitige Zunahme der Horizontmächtigkeiten berücksichtigen, reagieren sie weniger anfällig auf die unterschiedliche granulometrische Beschaffenheit des Ausgangsmaterials.

Spezifische Teilbereiche des Korngrößenspektrums finden bei der Abreicherung des Feinschluffs innerhalb der Schlufffraktion im Index $(fU+mU)/U$ und der Feintonanreicherung innerhalb der Tonfraktion im Index $fT/T*100$ Berücksichtigung (Figuren 88c-d). Dem Feinschluffabreicherungsindex liegt die Überlegung zugrunde, dass speziell durch chemische Verwitterungsprozesse mehr Feinschluff in die Tonfraktion überführt werden soll, als gleichzeitig Feinschluff aus der Grobschlufffraktion nachgeliefert werden kann, was schließlich zur Abnahme des Feinschluffanteils führen soll (TORRENT & NETTLETON 1979). Für die Profile im Thini Khola ist jedoch keinerlei Korrelation dieses Index mit dem Verwitterungsgrad der Böden zu erkennen. Dagegen weist der Feintonanreicherungsindex für alle Profile den relativen Verwitterungsgrad korrekt aus. Hierbei ist allerdings zu berücksichtigen, dass die Feintonanreicherung erst bei sehr viel älteren Böden, bei welchen die Nachlieferung aus größeren Fraktionen in die Tonfraktion deutlich abnimmt, als zuverlässiger Anzeiger für den Grad der Bodenverwitterung gilt (LEVINE & CIOLKOSZ 1983). In der Tat sind die Feintonanteile für das Thini Khola mit maximal 1,70 % sehr gering, gleiches gilt für die Unterschiede zwischen den Bodenprofilen. Eine zufällige Übereinstimmung der Indexwerte mit dem Grad der Bodenverwitterung ist daher nicht auszuschließen.

Zusammengefasst lässt sich bei den meisten granulometrischen Verwitterungsindizes eine gute Übereinstimmung mit dem Standortalter der Profile im Thini Khola beobachten. Die Masse der Ton- bzw. Schlufffraktion sowie deren Summe sind besonders gut geeignet, da in ihnen zusätzlich die Horizontmächtigkeit berücksichtigt wird. Aber auch Ton- und Schluffanreicherung, sowie Median und Medianindex geben lediglich den Verwitterungsgrad von Profil 14 falsch wieder, da bereits dessen Ausgangssubstrat vergleichsweise hohe Schluffanteile auf-

weist. Die Feintonanreicherung liefert zwar auch korrekte Ergebnisse, jedoch sind diese aufgrund des geringen Umfangs der Feintonanteile als nicht zuverlässig anzusehen. Die Feinschluffabreicherung weist keinerlei Übereinstimmung mit dem Verwitterungsgrad der Böden auf.

6.6 Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse der pedochronologischen Untersuchung

Die Standorteigenschaften im Thini Khola erweisen sich für die pedochronologischen Untersuchungen der Moränenstandorte als günstig. Das potentielle Auftreten von Waldgesellschaften an allen Profilstandorten deutet darauf hin, dass trotz der unmittelbar benachbarten, trockenen Talsohle des Kali Gandaki von für eine differenzierte Bodenentwicklung ausreichend hohen, wie auch vergleichbaren Niederschlagsmengen auszugehen ist. Infolge ähnlicher Höhenlagen von 3040 bis 3500 m NN ist eine Vergleichbarkeit der thermischen Verhältnisse gewährleistet. Auch petrographisch sind die Moränen sehr einheitlich aufgebaut, mit einer Dominanz von Kalkstein und Dolomit.

Dem Standortalter entsprechend geben sich über die Geländeansprache die als Pararendzinen eingestuft Profile 14 und 15 aufgrund geringer Bodenmächtigkeiten, fehlender oder nur ansatzweise ausgeprägter Verbraunungserscheinungen, sowie niedriger Tonanteile als junge Bodenbildungen zu erkennen, während die als Typische Braunerden eingestuften Profile 13 und 12 tiefgründiger und differenzierter entwickelt sind, höhere Anteile der Tonfraktion, sowie stärkere rotbraune Färbung aufweisen und somit eindeutig als ältere Bodenbildungen zu identifizieren sind. Eine weitere Altersdifferenzierung zwischen den beiden Pararendzinen oder den beiden Braunerden ist hingegen auf Basis der über die Geländeansprache gewonnenen Erkenntnisse nicht eindeutig möglich. Der pH-Wert ist aufgrund des carbonatreichen Ausgangssubstrats bei allen Profilen ähnlich hoch, sodass eine aus der verwitterungsbedingten Versauerung abgeleitete Relativedatierung der Böden nicht erfolgen kann. Auch der Gehalt organischer Substanz lässt keine Korrelation mit dem Verwitterungsgrad der Böden erkennen. Hinweise auf eine geringe Eignung von pH-Wert und Humusgehalt als Verwitterungsindikator finden sich verbreitet in der Literatur (vgl. Kapitel 5.1.6).

Während sich für die Profile 13, 14 und 15 keinerlei Hinweise auf Profilinhomogenitäten finden, deutet

der markante Wechsel des chemischen Homogenitätsindex Zr/Sr zwischen dem Bv- und dem IIBv-Cv-Horizont in Profil 12 einen solchen an. Aufgrund der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens kann wahrscheinlich gemacht werden, dass hier eine Schichtgrenze verläuft und die Ufermoräne von einer geringmächtigen Lössdecke überlagert wird. Anhand der Verwitterungsindizes zeigt sich jedoch keine zweiphasige Bodenbildung. Die Bodenentwicklung setzte demnach erst nach der Ablagerung der Lössauflage ein.

Die auf der sich ändernden Gesamtelementverteilung beruhenden Verwitterungsindizes geben fast alle den relativen Verwitterungsgrad der Böden korrekt wieder. Dies ist vor allem auf die genügend hohen und vergleichbaren Niederschlagsmengen zurückzuführen, welche eine ausreichend differenzierte Lösung und Verlagerung der Elemente innerhalb der Profile erlauben. Hervorzuheben sind hierbei die auf Spurenelementen basierenden Indizes $(Zr/P_2O_5) \cdot 10$, Ba/Sr und Rb/Sr . Obwohl diese Indikatoren aufgrund der geringen Elementmengen besonders empfindlich auf Abweichungen bei den Bodenbildungsfaktoren reagieren, zeigen auch sie den relativen Grad der Verwitterung korrekt an. Als ungeeignet erweisen sich nur solche Indizes, welche Si als mobiles Element oder K als zentrales Hauptindikatorelement berücksichtigen. Hier sind Fa/S , S/AFT , SiO_2/Al_2O_3 , SiO_2/Fe_2O_3 , K_2O/Al_2O_3 , K_2O/TiO_2 , K_2O/Na_2O sowie (Na_2O+K_2O) zu nennen. Die schlechte Eignung von Si als Indikator für Mobilität ist auf dessen relative Anreicherungen infolge des Carbonataustrags während der Verwitterung zurückzuführen. Bei K besteht das Problem, dass das Element sowohl zur Lösung, als auch zur Adsorption neigt und außerdem bereits in den Ausgangssubstraten unterschiedlich hohe K-Anteile zu vermuten sind.

Die auf Basis der pedogenen Fe- und Al-Oxide erstellten Verwitterungsindizes zeigen überwiegend eine sehr gute Eignung zur Bestimmung des relativen Verwitterungsgrades der Böden. Zu nennen sind hier die Indikatoren Fe_o/Fe_d , Fe_{d-o}/Fe_t (%), Fe_o/Fe_t (%), Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d . Trotz ihrer geringen Anteile eignen sich somit auch die Al-Oxide zur Relativedatierung, obwohl ihr Vorkommen oft auch über Unterschiede in der Ausgangssubstratzusammensetzung beeinflusst wird und der Al_d/Fe_d -Index eher Prozesse in intensiver entwickelten, podsolierten Böden beschreibt. Die Indizes Fe_d/Fe_t und Fe_{t-d}/Fe_t (%) geben den relativen Verwitterungsgrad der Profile 12, 13 und 15 ebenfalls korrekt wieder. Profil 14 erscheint jedoch aufgrund der unabhängig vom

Verwitterungsprozess erhöhten Fe_d -Anteile als zu stark verwittert, was auf die nicht ausreichende Selektivität der Dithionit-Extraktion zurückzuführen ist. Trotz ihrer größeren Ungenauigkeit geben auch die Farbindizes den Verwitterungsgrad der Böden bei fast allen Profilen korrekt wieder. Nur bei Profil 15 führen die hohen Humusgehalte zu einer Überschätzung.

Auch die granulometrischen Verwitterungsindizes zeigen den relativen Verwitterungsgrad der Böden im Thini Khola meist korrekt an. Besonders hervorzuheben sind hier die Masse der Ton- bzw. Schlufffraktion sowie deren Summe. Da sie neben der Korngrößenverteilung auch die Horizontmächtigkeiten berücksichtigen, wirkt hier die für Moränen typische Variabilität der Korngrößenzusammensetzung weniger störend und die Indizes geben für alle Profile den relativen Grad der Verwitterung korrekt wieder. Ton- und Schluffanreicherung, sowie Median und Medianindex sind ebenfalls gut geeignet, führen jedoch aufgrund erhöhter Schluffanteile im Ausgangssubstrat zur einer Überschätzung des Entwicklungsgrads von Profil 14. Die Eignung solcher Indizes, die gezielt einen speziellen Teilbereich des Korngrößenspektrums beinhalten, erweist sich hingegen als problematisch. So zeigt die Feinschluffabreicherung aufgrund der Heterogenität der Ausgangssubstrate keinerlei Korrelation mit dem Verwitterungsgrad und die Korrelation bei der Feintonanreicherung ist zwar sehr gut, das Ergebnis jedoch aufgrund des generell geringen Feintonanteils nicht sehr aussagekräftig.

6.7 Zusammenfassung: Zur Eignung der pedochronologischen Untersuchung als Maßstab der Vergletscherungsgeschichte im Thini Khola

Die Bodenbildungsbedingungen an den Profilstandorten im Thini Khola sind hinsichtlich des Klimas und der lithologischen Beschaffenheit des Ausgangssubstrates als relativ homogen anzusehen und erlauben eine ausreichende Bodenentwicklung, um Abstufungen im Entwicklungsgrad der Böden nachweisen zu können. Innerhalb von Profil 12 findet sich ein Schichtwechsel, was jedoch nicht zu einer Störung der Bodenbildung führte, da diese erst nach der Überlagerung der Moräne durch eine gering-

mächtige Lössauflage einsetzte.

In Übereinstimmung mit dem Standortalter ist ein stärkerer Verwitterungsgrad der Profile 12 und 13 gegenüber den Profilen 14 und 15 bereits über die Profilansprache im Gelände möglich. PH-Wert und Humusgehalt stellen allerdings sehr ungenaue und unzuverlässige Indikatoren für den Grad der Bodenentwicklung dar und sind zur Relativdatierung der Böden im Thini Khola nicht geeignet.

Einschließlich der Spurenelemente eignen sich nahezu alle der in den Verwitterungsindizes als Indikatoren für Mobilität bzw. Immobilität eingesetzten Elemente. Ausgenommen hiervon sind nur K und das als mobiles Element eingesetzte Si, was auf geringe Gehalte von Si und variierende Gehalte von K im carbonatreichen Ausgangssubstrat, aber auch auf die relative Anreicherung von Si infolge des verwitterungsbedingten Carbonataustrags und auf das ambivalente Mobilitätsverhalten von K zurückzuführen ist. Auch die pedogenen Fe- und die nur in geringen Mengen vorkommenden pedogenen Al-Oxide, sowie die Farbindizes erweisen sich als zuverlässige Verwitterungsindikatoren. Nur die aufgrund eines nicht ausreichend selektiven Extraktionsverfahrens erhöhten Fe_d -Gehalte führen über die Indizes Fe_d/Fe_t und $\text{Fe}_{t-d}/\text{Fe}_t$ (%) zu einer Überschätzung des Bodenalters für Profil 14 und vergleichsweise hohe Humusgehalte zu einer Überschätzung des Bodenalters von Profil 15 über die Farbindizes. Bei fast allen granulometrischen Verwitterungsindizes wird das relative Bodenalter der Profilstandorte korrekt angezeigt. Das Alter von Profil 14 wird allerdings aufgrund von erhöhten Schluffgehalten im Ausgangssubstrat überschätzt. Nur bei Verwendung der Ton- bzw. Schluffmasse tritt dieser Fehler durch die zusätzliche Berücksichtigung der Horizontmächtigkeit nicht in Erscheinung. Lediglich die Feinschluffabreicherung und Feintonanreicherung erweisen sich aufgrund der Ausgangssubstratheterogenität und der geringen Feintonanteile generell als unzuverlässige Indikatoren für die Relativdatierung.

Infolge der homogenen Bodenbildungsbedingungen sind somit die laboranalytischen Verwitterungsindizes auf Basis der differenzierten Elementmobilisierung, der Bildung pedogener Oxide, sowie der Korngrößenverteilung bis auf wenige Ausnahmen sehr gut zur Relativdatierung der Profile im Thini Khola geeignet und geben das Moränenalter meist korrekt wieder.

7 Die Westabdachung des Nilgiri-Massivs und der Mündungsbereich des Thapa Khola

Südlich an das Thini Khola anschließend bildet die Nilgiri-Westabdachung die orographisch linke Talflanke des Kali Gandaki (Figur 65). Hier beginnt der Durchbruch des Haupttals durch den Hohen Himalaja, man befindet sich also im Übergang von der Nord- zur Südabdachung der Himalaja-Hauptkette. Die Nilgiri-Westabdachung gliedert sich in mehrere parallel verlaufende, steile Tälchen, welche zwischen den Siedlungen Marpha und Tukucho in das Kali Gandaki einmünden. Für die glazialgeomorphologische Untersuchung sind vor allem die beiden größten Seitentäler von Bedeutung, das Chokopani Khola sowie das Chiman Khola ((a) und (b) in Photo 37).

Das Chokopani Khola leitet von dem 7061 m NN hohen Nilgiri-North ((NN) in Photo 37) sowie dem 6940 m NN hohen Nilgiri-Central ((NC) in Photo 37) in west-nordwestlicher Richtung bis zur Mündung in 2580 m NN, etwa 1 km östlich von Tukucho gelegen, herab. Bei einer Länge von knapp 10 km und einer Vertikalerstreckung von fast 4500 m weist das Längsprofil (Figur 90) eine relativ starke mittlere Neigung von $24,40^\circ$ auf. Oberhalb von 4480 m NN ist die mittlere Neigung mit $36,24^\circ$ besonders groß, während im unteren Talabschnitt im Übergang zum Wandfuß nur $16,64^\circ$ erreicht werden. Auffällig ist eine Verflachung des Längsprofils zwischen 4000 und 4480 m NN. Dieser Bereich wird noch von der stark schuttbedeckten, regenerierten rezenten Gletscherzunge erreicht, welche in etwa 3800 m NN endet (direkt über (a) in Photo 37). Der Gletscher ist als Lawinenkesselgletscher zu typisieren. Unterhalb dieses flacheren Abschnitts schließt sich ein steiler und enger Schluchtverlauf an, welcher bis zum flachen Talboden des Kali Gandaki vermittelt. In diesem flachen Unterlauf ist die rezent e Tiefenlinie des Chokopani Khola in ein leicht talabwärts geneigtes, mächtiges Lockergesteinspaket ((■) in Photo 38) eingeschnitten, ehe sich im unmittelbaren Mündungsbereich ein rezenter fluvialer Schuttfächer anschließt ((▼) in Photo 38), welcher die Tiefenlinie des Kali Gandaki weit an den orographisch rechten Rand des Haupttalbodens verdrängt. Mehrere kleine Seitentälchen münden zuvor noch von der orographisch linken Seite in das Chokopani Khola ein. Das talabwärtigste, westlichste dieser Tälchen (unter (16) in Photo 39), befindet sich mit seinem flachen Talboden über 500 m oberhalb der Tiefenlinie des Chokopani Khola, ehe es über eine Steilstufe, welche in einem mächtigen Lockergesteinskörper ausgebildet ist ((▲) in Photo 39), in dieses mün-

det.

Nördlich schließt sich an das Chokopani Khola, parallel zu diesem verlaufend, das kleinere Chiman Khola an. Dieses Tal erreicht lediglich eine Höhe von maximal 5800 m NN und eine nennenswerte rezente Vergletscherung ist im sehr steilwandigen Talschluß nicht ausgebildet. Das Chiman Khola ((b) in Photo 37) mündet auf einer Höhe von 2600 m NN, etwa 1,3 km nordöstlich der Chokopani Khola Mündung, in das Kali Gandaki. Das gut 6 km lange Tal weist eine mittlere Neigung von $26,84^\circ$ auf. Der sehr steile Oberlauf, oberhalb von 3800 m NN, ist mit $40,98^\circ$ noch stärker geneigt als der des Chokopani Khola, während im Unterlauf ähnlich wie dort $16,61^\circ$ erreicht werden (Figur 91). In seinem Unterlauf zwängt sich auch das Chiman Khola durch eine enge Schlucht, bevor es den breiten Talboden des Kali Gandaki erreicht. Zwischen dem Eintritt in den weiten Talboden des Kali Gandaki und der eigentlichen Mündung finden sich verbreitet mächtige Lockermaterialdepositionen, in deren zentraler, flachlagernder und terrassenartiger Formation ((◇) in Photo 39) die rezent e Tiefenlinie des Chiman Khola etwa 115 m eingetieft ist. Auf ihr befindet sich die Siedlung Chiman. An ihrer westlichen Front werden die Depositionen rezent infolge der fluvialen Unterschneidung durch den Kali Gandaki Fluß zurückverlegt und bilden eine entsprechende Erosionskante aus.

Strukturgeologisch wird das Nilgiri-Massiv aus einer mächtigen, ost-westlich verlaufenden Antiklinale aufgebaut, welche durch Aufschiebungsprozesse in nördlicher Richtung verkippt ist. Im Bereich des Chokopani und Chiman Khola fallen daher alle Schichten nach Süden ein und führen zu einer strukturell bedingten Talasymmetrie mit steileren Schichtkopfhängen an den orographisch linken Talflanken und flacheren Schichtflächenhängen an den orographisch rechten Talflanken. Der äußere Teil der Antiklinale wird durch die ordovizische Nilgiri Formation gebildet, der innere durch die khambri-sche oder ordovizische Annapurna Formation (vgl. Figur 9). Aufgrund der nordwärtigen Verkipfung der Antiklinale wird der oberste und unterste Bereich des Chokopani Khola durch die Nilgiri Formation gebildet, der zentrale Teil hingegen durch die Annapurna Formation. Das Chiman Khola, im Kopfteil der Antiklinale gelegen, ist dagegen vollständig in der Nilgiri Formation angelegt. Die dominierend verbreitete Nilgiri Formation besteht aus dolomitischem Sandstein, Tonschiefer und Kalkstein, die auf

die Mittellagen des Chokopani beschränkte Annapurna Formation aus Schiefer und Phyllit (Tabelle 9).

Die nächstgelegene Klimastation befindet sich bei der Siedlung Marpha (Figur 65) im Talbodenniveau des Kali Gandaki, etwa 5 km nordöstlich der Chokopani Khola Mündung. Infolge des für Durchbruchstäler typischen Phänomens der trockenen Talsohle herrschen in Marpha semi-aride Klimabedingungen mit einer mittleren Jahresniederschlagssumme von 367 mm. Da Marpha noch der Nordabdachung des Hohen Himalaja zuzuordnen ist, das Chokopani und Chiman Khola jedoch bereits zwischen Nord- und Südabdachung des Himalaja-Hauptkamms anzusiedeln sind, darf hier von etwas humideren Verhältnissen im Talbodenniveau des Kali Gandaki ausgegangen werden. In der Vegetationsverbreitung bestätigt sich diese Tendenz. Während in der Umgebung von Marpha, insbesondere an südexponierten Hängen, noch teilweise die hygri-sche Walduntergrenze erreicht wird, reichen die Waldgesellschaften im Mündungsbereich des Chokopani und Chiman Khola überall bis zum Haupttalboden herab. Die teilweise deutlich über das Talbodenniveau des Kali Gandaki hinausragenden Akkumulationen im Unterlauf des Chokopani und Chiman Khola, besonders aber die höheren Areale dieser Täler, erhalten aufgrund der täglichen Quellwolkenbildung ohnehin deutlich höhere Niederschlagsmengen. MEURER (1984: 194) ermittelte für Hangstandorte oberhalb der Ortschaft Tukuche, und damit in unmittelbarer Nähe zum Chokopani Khola, in Höhenlagen von 3740 m NN Niederschlagsmengen, welche die der Talbodenstation um fast das doppelte übertrafen. Auch dieser vertikale Trend zu humiderem Klima spiegelt sich in der Vegetationsverteilung wider. Der Haupttalboden nördlich der Chiman Khola Mündung, sowie die unteren Bereiche der westexponierten Flanken des Kali Gandaki sind von Trockenen Koniferenwäldern mit *Cupressus torulosa* bestanden. Weiter hangaufwärts bis zur thermischen Waldobergrenze bei etwa 3800 m NN schließt sich zunächst Temperierter Koniferenwald mit *Pinus wallichiana* an, gefolgt von Immergrünem Höhen- und Nebelwald mit *Abies spectabilis*, *Betula utilis* und *Rhododendron campanulatum*, sowie vereinzelt Vorkommen Sommergrünen Laubwaldes mit *Betula utilis*. Oberhalb der Waldgrenze folgen zunächst Zwergstrauchformationen der Feuchten Mattenstufe und schließlich Frostbodenfluren (vgl. MIEHE 1982).

Angesichts der großen Höhe der Einzugsgebiete ist davon auszugehen, dass sich während der letzten

Eiszeit die Gletscher des Chokopani Khola und Chiman Khola im Kali Gandaki vereinigten, nachfolgend als Nilgiri-West-Gletscher bezeichnet, und möglicherweise haupttalabwärts bis zum ebenfalls in das Kali Gandaki vorstoßenden Dhaulagiri-Ost-Gletscher im Bereich der Ghatte Khola Mündung vordrangen (vgl. KUHLE 1982a, FORT 2000: 105). Ähnlich, wie schon zwischen den Mündungen des Thini Khola und des Chokopani Khola zu beobachten war (vgl. Kapitel 6), zeichnet sich das Kali Gandaki auch talabwärts der Chokopani Khola Mündung neben seiner großen Breite vor allem durch ein sehr geringes Talgefälle aus. Über eine Distanz von mehr als 6 km sinkt dabei die Talbodenhöhe nur um 60 m ab, der Neigungswinkel beträgt $0,52^\circ$ (vgl. Figur 90).

Direkt gegenüber des Chokopani Khola mündet das Thapa Khola im Bereich der Siedlung Tukuche als orographisch rechtes Seitental in das Kali Gandaki ein. Nach glazialgeomorphologischen Untersuchungen von KUHLE (1983: 76) hat auch ein Gletscher aus dem Thapa Khola ((a) in Photo 41) letzteiszeitlich das Kali Gandaki erreicht und eine Konfluenz mit dem Nilgiri-West-Gletscher bzw. dem Chokopani-Gletscher gebildet. Für eine korrekte Interpretation und Zuordnung der glazialgeomorphologischen Formenelemente in diesem Abschnitt des Kali Gandaki muss daher auch das Thapa Khola berücksichtigt werden. Wie das Thini Khola befindet sich das in südöstlicher Richtung verlaufende Thapa Khola genau im Übergang zwischen Innerem und Hohem Himalaja. Die orographisch rechte Flanke wird durch die NNE-Wand des zum Hohen Himalaja zählenden, 6920 m NN erreichenden Tukuche Peak gebildet ((T) in Photo 40), die orographisch linke Flanke gipfelt in dem zum Inneren Himalaja gehörenden, 6012 m NN hohen Thapa Peak. Das Tal gliedert sich in drei Ursprungstäler, von welchen das südliche an die Tukuche Peak NNE-Wand angeschlossen ist, das nördliche an den Thapa Peak und das zentrale an einen namenlosen, 5882 m NN hohen Gipfel am westlichen Talschluß (Figur 65), welcher nachfolgend als Yamkim Peak bezeichnet wird. Ein aus den drei Ursprungstälern gemitteltes Tal-längsprofil des Thapa Khola ist in Figur 92 dargestellt. Oberhalb von 4900 m NN weist das Längsprofil aufgrund der steilen Tukuche-NNE-Wand einen hohen Neigungswinkel von $41,15^\circ$ auf. Nach einer kurzzeitigen Verflachung auf $15,73^\circ$ zwischen 4600 und 4920 m NN, erhöht sich der Neigungswinkel zwischen 3600 und 4600 m NN wieder auf $24,88^\circ$. Unterhalb von 3600 m NN bis zur Mündung des Thapa Khola bei 2580 m NN wird dagegen nur noch

ein Gefälle von 8,18° erreicht. Erst im Bereich der Öffnung des Talgefäßes zum Kali Gandaki leitet die Tiefenlinie aus dem sanft geneigten Seitentalboden über eine kurze, steile Klammstrecke zum Haupttalboden über, in welchem ähnlich wie unterhalb der Nilgiri-W-Abdachung zahlreiche und mächtige Depositionen anzutreffen sind. Alle drei Ursprungstäler weisen rezente Vergletscherung auf. Entlang der Tukuche-NNE-Wand reicht der Tukuche-N-Gletscher als Lawinenkegelgletscher bis auf 4800 m NN herab. Der Yamkim-Peak-N-Gletscher sowie der südexponierte Thapa-Peak-Gletscher, beide als Firnkesselgletscher zu typisieren, weisen jeweils eine Eisrandlage in 5600 m NN auf. Die geologischen Verhältnisse sind denen im Thini Khola sehr ähnlich (vgl. Kapitel 6), der Nilgiri Formation schließen sich nach Norden die Sombre Formationen, sowie die Lake Tilicho und Thini Chu Formation an (Figur 9). Sie bestehen aus dolomitischem Sandstein, kalkhaltigem Tonschiefer, Kalkstein und Schwarzem Schiefer (Tabelle 9). Die für das Chokopani und Chiman Khola getroffenen Aussagen zum Klima und der Vegetationsverbreitung lassen sich auf das Thapa Khola übertragen.

7.1 Zur Glazialgeomorphologie und der Auswahl geeigneter Bodenprofilstandorte an der Westabdachung des Nilgiri-Massivs und dem Mündungsbereich des Thapa Khola (Figur 65)

Vergleichbar mit der Situation im Thini Khola wird die genaue Interpretation der zahlreichen Akkumulationen im Mündungsbereich des Chokopani, Chiman und Thapa Khola durch Überlagerungs-, Verschneidungs- und Umlagerungsprozesse erschwert. Glazigene und fluviglaziale Depositionen sind oft kleinräumig mit fluvialen und limnischen Ablagerungen verzahnt und unterliegen rezent intensiver fluvialer Erosion. Bedingt durch die sehr steile Nilgiri-W-Wand sind in dessen Fußbereich Moränen unterschiedlicher Vergletscherungsstadien oft direkt nebeneinander oder sogar ineinandergreifend akkumuliert worden und nicht immer eindeutig zu differenzieren. Auch die Rekonstruktion vorzeitlicher Schneegrenzhöhen unterliegt durch den Übergang der Nebentäler aus der steilen Nilgiri-W-Abdachung in das fast horizontal verlaufende Haupttal einer größeren Unsicherheit.

Eine vollständige und vor allem auch in den Zusammenhang der Vergletscherung des gesamten Haupttaleinzugsgebiets gestellte vergletscherungs-

geschichtliche Rekonstruktion des Kali Gandaki und seiner Seitentäler im Bereich der Chokopani, Chiman und Thapa Khola Mündung wird bei KUHLE (u.a. 1980, 1982b, 1983) vorgestellt. Einige detaillierte Aufschlusszeichnungen sowie eine daraus abgeleitete morphologische Kartierung dieses Talabschnitts finden sich außerdem bei IWATA (1984). Die Ergebnisse werden jedoch nicht in einen übergeordneten Zusammenhang gestellt und insbesondere die grobe chronologische Einordnung der glazigenen Ablagerungen muss daher als spekulativ charakterisiert werden.

Die höchstgelegenen glazigenen Akkumulationsformen finden sich beiderseits der Öffnung des Thapa Khola an den zur Haupttalflanke umbiegenden Seitentalflanken ((▲) in Photo 41), sowie an der orographisch linken Flanke des Chokopani Khola im Bereich der Mündungsstufe des westlichsten Chokopani-Seitentälchens ((▲) in Photo 39). Bezogen auf das rezente Haupttalbodenniveau lässt sich aus ihnen eine Gletschermächtigkeit von über 500 m für einen talfüllenden Gletscher im Kali Gandaki rekonstruieren. KUHLE (1983: 77, 106) ordnet diesen Gletscherpegel bzw. diese Akkumulationen der Maximalvergletscherung des letzten Hochglazials zu. Eine Eisrandlage dieses Stadiums ist haupttalabwärts nicht zu finden, da der hocheiszeitliche Gletscher vermutlich eine Konfluenz mit dem gut 4 km talabwärts in das Kali Gandaki einmündenden Dhaulagiri-E-Gletscher bildete. Die angesichts der großen Talbreite beträchtliche hocheiszeitliche Eisfüllung des Haupttals ist auf Rückstaueffekte infolge des Zusammenschlusses mehrerer großer Gletscherströme an dieser Stelle zurückzuführen. Neben den Komponenten aus dem Chokopani, Chiman und Thapa Khola hat dabei vermutlich auch der über das Kali Gandaki vordringende Thini-Gletscher (vgl. Kapitel 6.1) diese Konfluenzzone erreicht. Aufgrund ihrer Lage hoch über dem Talboden und ihrem langgestreckt an die Talflanken angeschmiegt Erscheinungsbild lassen sich die Ablagerungen im Bereich der Thapa Khola Mündung eindeutig als Ufermoränenreste des Thapa-Gletschers ansprechen, welche weiter nördlich und südlich allmählich in die tieferen Ufermoränenleisten des Haupttalgletschers übergehen. Diese Interpretation wird sowohl von den Ausführungen bei KUHLE (1983: 77) als auch bei IWATA (1984: 27) gestützt. FORT (2000: 105) hingegen vermutet die hochglaziale Eisrandlage des Thapa Khola viel weiter talaufwärts oberhalb der Talöffnung in das Kali Gandaki, bietet dabei jedoch keinerlei alternative Erklärungen zur Genese der in Rede stehenden Akkumulationen. Der glazigene

Ursprung der Akkumulationsterrasse ((▲) in Photo 39), welche sich in der Mündung des südlichen Seitentälchens des Chokopani Khola befindet, gibt sich hingegen weniger deutlich zu erkennen. Weite Teile der in das Seitentälchen hinauf zurückzuverfolgenden Deposition sind zumindest oberflächennah eindeutig als aus diesem stammender, inaktiver Schwemmschuttfächer anzusprechen (vgl. IWATA 1984: 27, FORT 1987: 228). Allerdings ist der Schuttfächer nicht auf das Talbodenniveau des Chokopani Khola eingestellt, sondern fällt an der Mündungsstufe des Nebentälchens mehrere Hundert Meter steil zu diesem ab. Als der Schuttfächer entstand, muss daher das Chokopani Khola bis zur Höhe des Fächers eine Verfüllung aufgewiesen haben, welche der Akkumulation als Widerlager diente. Diese Talverfüllung ist auf den hochglazialen Chokopani-Gletscher zurückzuführen, welcher mit seiner Seitenmoräne das kleine Nebentälchen abriegelte (vgl. KUHLE 1983: 105). Noch im Hochglazial wurde das auch zu dieser Zeit unvergletscherte Seitental fast vollständig verschüttet, bis der Talboden im Mündungsbereich auf das Niveau des Chokopani-Gletschers bzw. dessen Seitenmoräne eingestellt war. Genetisch ist die Akkumulation somit nicht nur als fluvialer Schwemmfächer, sondern auch als Kamesbildung anzusprechen. ITURRIZAGA (2001: 403) schlägt vor, für solche Depositionen nicht den Begriff „kame terrace“ (Kames-Terrasse) zu verwenden, der auf vom Gletscher selbst stammende und in Fließrichtung des Gletschers abgelagerte glazifluviale Sedimente bezogen ist, sondern aufgrund der quer zur Gletscherbewegung aus einem Nebental des Gletschers fluvial gegen diesen geschütteten Akkumulation den Begriff „kame cone“ bzw. Stauschuttkörper. Von der Anlage eines Bodenprofils zur Relativedatierung der hochglazialen Ufermoränenreste im Mündungsbereich des Thapa Khola wurde abgesehen, da der Zugang zu ihnen aufgrund der instabilen Hanglage nicht ungefährlich ist. Sie sind außerdem bereits stark erodiert und die ursprüngliche Moränenoberfläche ist kaum noch erhalten. Da der kameartige Stauschuttkörper im Mündungsbereich des kleinen Chokopani-Khola-Seitentälchens jedoch ebenfalls während der hochglazialen Vergletscherungsphase akkumuliert wurde und angesichts seiner anschließenden Inaktivität und geschützten Lage später kaum von Erosions- oder Akkumulationsprozessen betroffen war, wurde hier Bodenprofil 16 angelegt. Der Standort befindet sich in unmittelbarer Nähe der steilen Mündungsstufe des Nebentälchens im zentralen Bereich des Schuttfächers auf einer Höhe von 3165 m NN, etwa 560 m über der rezenten

Tiefenlinie des Chokopani Khola (unterhalb (↓ 16) in Photo 39, (× 16) in Photo 42).

Dort, wo das Thapa Khola unterhalb der klammartigen Schluchtstrecke den Talboden des Kali Gandaki erreicht, ist dieser bis zur Mündung des Nebentals bei Tukucho großflächig von einer mächtigen Akkumulation bedeckt ((■) in Photo 42), welche sich aufgrund ihrer Sedimentstruktur mit in eine Feinmaterialmatrix eingebetteten, unsortierten und gekritzten Blöcken als Moräne zu erkennen gibt (KUHLE 1983: 76, IWATA 1984: 30). Die Deposition endet im Bereich der rezenten Thapa Khola Mündung in einer etwa 100-120 m mächtigen Steilkante und steigt seitentalaufwärts bis zu einer Mächtigkeit von etwa 250 m im Bereich der klammartigen Schluchtstrecke sanft an. Aufgrund des hohen Feinmaterialanteils, der flächenhaften Ausbreitung, sowie des Lagebezugs der Akkumulation, welche an der Schluchtstrecke ansetzend vom hochgelegenen Talboden des Thapa Khola zum Haupttalboden vermittelt, spricht KUHLE (1983: 76) diese als Grundmoräne an, welche in Form einer Podestmoräne deponiert wurde. Bei Seitentalgletschern, die über eine Konfluenzstufe in das Haupttal einmünden, ist die Ausbildung einer solchen, das steile Talbodengefälle ausgleichenden, Akkumulation häufig zu beobachten (vgl. KUHLE 1991b: Foto 50). Die Abriegelung des Thapa Khola durch den Haupttalgletscher, sowie der hohe Schuttanfall infolge der subtropisch intensiven Frostverwitterung und des extrem steilen Reliefs, begünstigten die Podestbildung zusätzlich. Das steil abfallende Ende der Akkumulation erklärt sich durch das Auflaufen der Grundmoräne auf den Haupttalgletscher, welcher, entsprechend der Podestmoränenhöhe, noch eine Mächtigkeit von etwa 120 m aufwies, als der Thapa-Gletscher zuletzt bis in das Haupttal vordrang. Aufgrund des in Relation zum Hochglazial deutlich eingesunkenen Pegels des Haupttalgletschers, ordnet KUHLE (1983: 247) die Podestmoräne den nachhocheiszeitlichen Rückzugsstadien • 1, 2 zu (Tabelle 1). Für die Berechnung der Schneegrenze wird eine Eisrandlage im Mündungsbereich des Thapa Khola bei 2580 m NN vermutet. FORT (2000: 105) hingegen ordnet diese Moränenablagerungen nicht dem Thapa-Gletscher, sondern dem von der gegenüberliegenden Haupttalseite bis hierher vorgedrungenen Chokopani-Gletscher zu, welcher, seine Bewegungsrichtung beibehaltend, westwärts in die Mündung des Thapa Khola vorstieß, statt dem Haupttal in südwestlicher Richtung zu folgen. Es ist zwar davon auszugehen, dass der Chokopani-Gletscher noch den Bereich der Thapa Khola Mündung erreichte, als der Thapa-Gletscher

sich bereits aus diesem zurückgezogen hatte, jedoch drang er dabei nicht weit in die Thapa Khola Mündung vor, da er zuvor bereits auf die nördlich der Mündung gelegene Haupttalflanke auflief und seine Abflussbahn hierdurch in südwestliche Richtung umgelenkt wurde. Auf dem südlich der Siedlung Tukuche gelegenen Teilbereich der Podestmoräne wurde Bodenprofil 19 nahe der Endkante der Akkumulation in 2690 m NN, ca. 100 m über dem rezenten Haupttalbodenniveau, erstellt ((× 19) in Photo 42).

Das Chokopani Khola weist der zuvor für das Thapa Khola beschriebenen Podestmoräne ähnliche Akkumulationen im Talbodenniveau des Kali Gandakis auf ((■) in Photo 37 und 38). Da der Chokopani-Gletscher als letzter Teilstrom der benachbarten Seitentalgletscher diese Passage des Haupttals noch erreicht hat und daher vermutlich auch vor dem Hochglazial früher als diese in das Haupttal vordrang, kommt hier als Widerlager der Podestmoräne nur eine von Kuhle (2006: 189) rekonstruierte Ausläufung des südtibetischen Gletschersystems in Frage. Neben der Interpretation als hochglaziale Podestmoräne ist auch eine Deutung als spätglaziale Rückzugsmoränen mit angeschlossenen Bortensandern oder als gekappte und tiefergelegte Strirnmoränen möglich (KUHLE 1983: 106). Da die in Rede stehenden Akkumulationen geomorphologisch nicht eindeutig zu interpretieren sind, vor allem aber glazialchronologisch nicht zu differenzieren sind und darüber hinaus glazifluvial überprägt wurden, kommt eine pedologische Relativdatierung hier nicht in Frage.

Im Unterlauf des Chokopani Khola findet sich ansonsten nur eine weitere Akkumulation, die ihrer Gestalt nach als Stirnmoränenleiste gedeutet werden kann. Sie setzt unterhalb des in dem kleinen, orographisch linken Nebentälchen aufgeschütteten Stauschuttkörper ein und liegt mit ihrer Basis der zuvor besprochenen, weitflächig den Boden des Chokopani Khola bedeckenden Deposition auf ((○) in den Photos 38 und 39). Abgeleitet aus Schneegrenzberechnungen ordnet KUHLE (1983: 252) diese Moräne dem ältesten neoglazialen Stadium V zu (Tabelle 1). Dies würde bedeuten, dass der Chokopani-Gletscher noch im Neoglazial eine Eisrandlage im Bereich des Haupttalbodens bei etwa 2800 m NN bildete. Die Moräne erreicht eine relative Höhe von etwa 100 m. Auf dem höchsten, etwas flacher geneigten und daher weniger erosionsgefährdeten Bereich der Moränenleiste wurde Profil 17 ((× 17) in Photo 38, (✓17) in Photo 39) auf einer Höhe von 2900 m NN erstellt, etwa 320 m über dem rezenten

Tiefenlinienniveau. Die tiefe und enge Schlucht, welche das Chokopani Khola im Fußbereich der Nilgiri-W-Wand bildet, verhinderte aufgrund des erschwerten Zugangs weitere pedochronologische und glazialgeomorphologische Untersuchungen im Oberlauf des Tals. Nach den Beobachtungen von KUHLE (1983: 252) sind in diesen steilwandigen, erosionsgefährdeten Talbereichen nur wenige vorzeitliche Moränen zu finden. Die strahlungsgeschützte E-Exposition sowie die Steilwandigkeit und die primäre Lawinenernährung führen, ähnlich wie im Bereich der Nilgiri-N-Abdachung, im Thini Khola dazu, dass jüngere Moränen oft in ältere hineingreifen, oder diese überlagern und so eine Stadialdifferenzierung auf Basis des Lagebezugs oder der Pedochronologie nicht mehr möglich ist.

Aufgrund der für das Chokopani Khola beschriebenen unzureichenden Stadialdifferenzierung der Moränen innerhalb des in der Nilgiri-W-Wand angelegten Oberlaufs sowie dessen Unzugänglichkeit, wurde auch im nördlich anschließenden Chiman Khola auf eine genauere Untersuchung des Oberlaufs verzichtet. Für den im Talbodenniveau des Kali Gandaki befindlichen Unterlauf des Chiman Khola beschreibt KUHLE (1983: 250) großflächige, hammerkopfförmig ausgebreitete Moränenablagerungen, welche aus Richtung des Chiman Khola vorstoßend unter den heutigen Talboden greifen bzw. diesen bilden. Da eine solche Ausbreitung des Chiman-Gletschers im Kali Gandaki erst möglich war, nachdem der Thini-Gletscher dieses nicht mehr blockierte, muss diese Moräne nachhocheiszeitlich sein und KUHLE (1983: 250) ordnet sie daher dem ältesten spätglazialen Stadium I zu (Tabelle 1). Eine pedochronologische Analyse dieser Akkumulation ist nicht sinnvoll, da dessen Oberfläche intensiven fluvialen Umlagerungs- und Erosionsprozessen ausgesetzt ist. Dem Talbodenniveau des Kali Gandaki aufgesetzt und weit in dieses hineingreifend, hat sich ein Zungenbecken im Mündungsbereich des Chiman Khola sehr gut erhalten. Deutlich lassen sich die von der rezenten Tiefenlinie durchschnittene, flach lagernde Zungenbeckenverfüllung ((◇) in Photo 39), sowie die diese südlich umschließenden Reste der Moräneneinfassung ((●) in Photo 39) erkennen. Sowohl Ufermoräne als auch Zungenbeckenfüllung werden rezent vom Kali Gandaki fluvial unterschritten und bilden eine steile Erosionskante aus. Das Zungenbecken war zeitweilig von einem Moränenstausee erfüllt, sodass die Sedimente wechsellagernd aus limnischen (Photo 43), sowie fluvialen Abschnitten aufgebaut sind. Die Laterofrontalmoräne (vgl. (●) in Photo 38) ruht teilweise auf einem Festgesteins-

sockel (vgl. IWATA 1984: 36)), sowie auf den das Chokopani Khola großflächig bedeckenden, flachlagernden Depositionen ((■) in Photo 38). Das ausschließlich die Chiman Khola Tiefenlinie umschließende Zungenbecken macht deutlich, dass der Chiman-Gletscher zwar in diesem Stadium noch das Haupttal erreichte, jedoch keine Konfluenz mehr mit dem direkt benachbarten Chokopani-Gletscher bildete. Bei einer Eisrandlage in 2720 m NN deuten die in dieser Arbeit rekonstruierten Schneegrenzhöhen auf ein spätglaziales Alter und bestätigen so das von KUHLE (1983: 250) diesem Zungenbecken zugewiesene Vergletscherungsstadium II. Nach dessen Beobachtungen ist dies zugleich die letzte Phase, in welcher der Chiman-Gletscher das Kali Gandaki noch erreichte, denn die Endmoräne des Stadiums III liegt bereits oberhalb der Schluchtstrecke des Ciman Khola im Bereich der Nilgiri-W-Wand. Die Late-rofrontalmoräne erreicht eine relative Höhe von bis zu 250 m über der rezenten Tiefenlinie und etwa 80-90 m über der Zungenbeckenfüllung. Am Westende, kurz bevor die Moräne steil zum Kali Gandaki hin abfällt, wurde im Firstbereich auf einer Höhe von 2815 m NN Bodenprofil 18 ((×18) in den Photos 37, 38 und 39) angelegt. Aufgrund seiner isolierten Lage weit oberhalb der Tiefenlinie und mit größtmöglichem Abstand zur steil aufragenden Nilgiri-W-Wand ist dieser nur flach geneigte Standort gut vor Erosions- und Akkumulationsprozessen geschützt und zur Profilanlage geeignet. Die zentrale, exponierte Lage innerhalb des Kali Gandaki bietet allerdings ein gewisses Risiko des Bodenabtrags infolge von Winderosion. Windbedingte Deformationen der Bäume, wie sie haupttalaufwärts vereinzelt zu finden sind, waren jedoch nicht zu beobachten.

Aufgrund der schlechten Stadialdifferenzierung sowie der Unzugänglichkeit wurden glazialgeomorphologische sowie pedologische Untersuchungen nicht bis in die Oberläufe des Chokopani sowie Ciman Khola im Bereich der Nilgiri-W-Wand ausgedehnt, sondern beschränken sich auf die glazigenen Akkumulationen in den Mündungsbereichen genannter Täler sowie dem des diesen gegenüberliegenden Thapa Khola. Eisrandlagen blieben aufgrund der fluvialen Dynamik innerhalb des Kali Gandaki nur selten erhalten. Die Zuordnung der Akkumulationen zu Vergletscherungsstadien stützt sich daher besonders stark auf den Lagebezug der erhaltenen Formen zueinander. Für die Vergletscherungsgeschichte in diesem Abschnitt des Kali Gandaki lässt sich daraus folgender Ablauf skizzieren. Im Hochglazial bildeten Gletscherströme aus dem Chokopani Khola, dem Chiman Khola, dem Thapa Khola, so-

wie dem Thini Khola einen gemeinsamen Haupttal-gletscher, welcher sich talabwärts mit dem Dhaulagiri-E-Gletscher zusammenschloss. In den nachhocheiszeitlichen Rückzugsstadien •1, 2 war das Pegelniveau des Haupttal-gletschers bereits deutlich eingesunken, ob der Thini-Gletscher noch Kontakt zu den übrigen Gletschern hatte, ist nicht sicher. Im frühesten spätglazialen Stadium I drang der Thini-Gletscher nicht mehr weit genug im Kali Gandaki vor, um sich mit den übrigen Gletschern zu verbinden, der Thapa-Gletscher erreichte das Haupttal nicht mehr. Chokopani- und Chiman-Gletscher hingegen verbanden sich im Kali Gandaki noch zum Nilgiri-W-Gletscher. In Stadium II erreichten die Gletscherzungen aus dem Chokopani sowie dem Ciman Khola noch immer das Haupttal, schlossen sich aber nicht mehr zu einem gemeinsamen Gletscherstrom zusammen. Ab Stadium III erreichte nur noch der Chokopani-Gletscher das Haupttal, zuletzt vermutlich während des frühneoglazialen Stadiums V. Aufgrund der Blockierung des Kali Gandaki durch in das Haupttal einmündende Seitentalgletscher, sind aufwärts des Chokopani Khola nachhocheiszeitlich zeitweise Stauseen entstanden. Moränen können daher teilweise mit Seesedimenten verzahnt bzw. aus diesen hervorgegangen sein.

Im Mündungsbereich des Chokopani Khola, des Chiman Khola sowie des Thapa Khola wurden die vier Bodenprofile auf glazigenen bzw. fluvialen Ablagerungen angelegt, welche, abgeleitet aus den glazialgeomorphologischen Beobachtungen, sowie den Schneegrenzberechnungen in Bestätigung der Befunde von KUHLE (1983: 105, 247-252), den Vergletscherungsstadien 0, •1, 2, II, sowie V zuzuordnen sind (vgl. Figur 65). Profil 16 wurde auf einem kamesartigen Stauschuttkörper in einem orographisch linken Seitentälchen des Chokopani Khola angelegt, welcher infolge Seitentalblockierung durch den Chokopani-Gletscher gegen diesen geschüttet wurde. Aufgrund der großen rekonstruierten Gletscherpegelhöhe ist der Schuttfächer dem Hochglazial (Stadium 0) zuzuordnen. Eine Eisrandlage ist aufgrund der Konfluenz des Gletschers mit dem Dhaulagiri-E-Gletscher nicht überliefert. Der Konfluenzbereich liegt bei 2520 m NN im Bereich der Ghatte Khola Mündung. Profil 19 wurde auf einer Podestmoräne des Thapa-Gletschers angelegt, welche aufgrund der aus ihr abzuleitenden Haupttal-gletschermächtigkeit Stadium •1, 2 zugeordnet werden kann. Auch hier ist eine Eisrandlage nicht überliefert, wahrscheinlich reichte der Thapa-Gletscher zu dieser Zeit jedoch nicht mehr weit über die Thapa Khola Mündung hinaus, welche bei 2580 m NN

verläuft. Profil 18 wurde auf der Laterofrontalmoräne des Stadiums II angelegt, welche das Zungenbecken im Mündungsbereich des Chiman Khola umschloss. Die zugehörige Eisrandlage des Chiman Khola befand sich in 2600 m NN. Profil 17 schließlich wurde auf einer vermutlichen Endmoränenleiste des Stadiums V im Mündungsbereich des Chokopani Khola erstellt, über die sich eine Eisrandlage des damaligen Chokopani-Gletschers in 2800 m NN rekonstruieren lässt.

7.2 Zum Verlauf der vorzeitlichen Schneegrenze an der Westabdachung des Nilgiri-Massivs und dem Mündungsbereich des Thapa Khola

Für die Einzugsgebiete der Nilgiri-W-Abdachung im Bereich des Chokopani und Chiman Khola (Figur 65) wurden die rezente Schneegrenze des Chokopani-Gletschers, sowie drei vorzeitliche Schneegrenzverläufe bestimmt. Letztere dienen der chronologischen Stadialzuordnung der Moränen, auf welchen die Bodenprofile 17, 18 und 16 erstellt wurden und die Ergebnisse bestätigen die von KUHLE (1983) für diese Moränen rekonstruierten Vergletscherungsstadien V, II und 0. Stadium V ist dabei auf den Chokopani-Gletscher bezogen, Stadium II auf den Chiman-Gletscher und Stadium 0 auf den aus der Konfluenz beider Gletscherzungen hervorgegangenen Nilgiri-W-Gletscher. Da nur das Chokopani Khola rezent noch vergletschert ist, sind auch die Schneegrenzdepressionen für den Chiman-Gletscher und den Nilgiri-W-Gletscher auf den Chokopani-Gletscher bezogen. Aufgrund der vergleichbaren Exposition (vgl. Figur 97) und Talgestalt ist die rezente Schneegrenze des Chokopani-Gletschers als repräsentativ für alle Täler im Einzugsgebiet der Nilgiri-W-Abdachung anzusehen. Für das Thapa Khola, welches gegenüber der Westabdachung des Nilgiri-Massivs in das Kali Gandaki mündet, wurden die Schneegrenzen der drei rezenten Gletscher Tukuche-N-Gletscher, Yamkim-Peak-N-Gletscher und Thapa-Gletscher, sowie eines vorzeitlichen Vergletscherungsstadiums des Thapa-Gletschers ermittelt, welchem die Moräne zuzurechnen ist, auf der Bodenprofil 19 angelegt wurde. In Übereinstimmung mit den Befunden von KUHLE (1983: 247) ist diese Moräne danach den posthochglazialen Stagnationsphasen •1, 2 zuzuordnen. Detaillierte Ergebnisse der Schneegrenzberechnungen finden sich in Anhang 1-4 im, ein Vergleich der wichtigsten Eckdaten ist den Figuren 93-96 zu entnehmen.

Der rezente Chokopani-Gletscher reicht aus einer maximalen Einzugsgebietshöhe von 7061 m NN in WNW-Richtung bis auf 3800 m NN herab (direkt über (a) in Photo 37). Der Lawinenkesselgletscher weist in seinem Zehrgebiet eine ausgedehnte, über mehr als 2,5 km Horizontaldistanz zu verfolgende, stark schuttbedeckte, regenerierte Gletscherzunge auf. Die Nilgiri-Westabdachung lässt sich auf Höhe der rezenten Vergletscherung klar in zwei Teilbereiche unterschiedlicher Reliefenergie gliedern (Figur 95). Das Nährgebiet ist dabei auf den steilen Kopfbereich der Nilgiri-W-Wand beschränkt und weist eine hohe mittlere Neigung von $34,34^\circ$ auf, während große Teile des Zehrgebiets in einer ausgeprägten, muldenförmigen Verflachung der mittleren Wandpartie ausgebildet sind. Trotz seiner Lage innerhalb der Nilgiri-W-Wand ist das Zehrgebiet daher mit $21,46^\circ$ deutlich flacher geneigt. Nach der Methode Kuhle ergibt sich ein Schneegrenzwert von 5062 m NN, er liegt erwartungsgemäß zwischen dem der Methoden Höfer (4834 m NN) und Louis (5431 m NN) (Figur 93). Die sich aus dem geringeren Neigungswinkel des Zehrgebiets ergebende positive Winkeldifferenz bewirkt über den FSD in der Methode Kuhle eine korrektive Absenkung der rechnerischen Schneegrenze. Hierüber kommt die tiefere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen zum Ausdruck, welche einer, sich aus seiner geringeren Neigung ergebenden, Überrepräsentanz des Zehrgebiets entgegenwirkt. Gleichzeitig jedoch erfordert die innerhalb der Gletschervertikalen, infolge des Ablationsschutzes durch die Kanalisierung und intensive Schuttbedeckung des Zehrgebiets, nach oben verschobene Lage der Schneegrenze, im FSD durch Verwendung der Gletschergruppe II (vgl. Tabelle 2) umgesetzt, eine dem entgegengerichtete korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze. Da die Wandverflachung der Nilgiri-W-Flanke zwar deutlich sichtbar ist, die Winkeldifferenz jedoch mit knapp 13° aufgrund der Beschränkung des gesamten Gletscherverlaufs auf den Wandbereich kein extremes Ausmaß annimmt, dominiert die Korrektur über die Gletschergruppe und es resultiert eine leichte korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze um 62 m.

Die für den Chokopani-Gletscher ermittelte rezente Schneegrenzhöhe von 5062 m NN liegt, verglichen mit den meisten anderen in dieser Arbeit berechneten rezenten Schneegrenzhöhen, sehr tief. Teilweise ist dies zwar auf die strahlungsgeschützte WNW-Ausrichtung des Einzugsgebiets zurückzuführen, jedoch auch auf die infolge der großen Steilheit des Nährgebiets und der vorwiegenden Lawinenernäh-

rung ungewöhnlich tiefliegende rezente Eisrandlage. KUHLE (1983: 230) vermutet, dass bei entsprechenden Reliefkonstellationen die Verwendung der Methode Louis verlässlichere Werte der Schneegrenzhöhen liefern kann. Da sich bei den vorzeitlichen Gletschern jedoch durch das Erreichen des Haupttalbodenniveaus Änderungen bezüglich des Reliefs und der Gletschertypologie ergeben, deren Einfluss auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen nur durch Verwendung der Methode Kuhle Berücksichtigung finden kann, soll sich auch die Diskussion der vorzeitlichen Schneegrenzwerte weiterhin auf die Ergebnisse der Methode Kuhle konzentrieren. Ausschlaggebend für die Vergletscherungsstadienzuordnung sind dabei ohnehin die Schneegrenzdepressionsbeträge, da methodisch bedingte, generelle Über- bzw. Unterschätzungen der Schneegrenzwerte durch die Differenzbildung hier weniger zum Tragen kommen.

Während des Stadiums V stieß der Chokopani-Gletscher letztmals über die Nilgiri-W-Wand hinaus bis auf das flache Talbodenniveau des Kali Gandaki vor (bei (○) in Photo 38), welches er jedoch nur noch in sehr geringem Umfang mit den tiefsten Ausläufern seines Zehrgebiets erreichte. Wie bei der rezenten Vergletscherung ist daher von einer kanalisierten, stark schuttbedeckten Gletscherzunge im Zehrgebiet auszugehen. Ein breites, hammerkopftartiges Auseinanderfließen der Gletscherzunge wurde dabei auch durch die mächtigen, bei früheren Vergletscherungsstadien am Fuß der Nilgiri-W-Wand deponierten Moränen verhindert. Das gleiche lässt sich für den benachbarten Chiman-Gletscher des Stadiums II festhalten, welcher aufgrund des niedrigeren Einzugsgebiets bereits in diesem früheren Stadium letztmals den Haupttalboden erreichte. Die Kanalisierung der Gletscherzunge im Talbodenniveau des Kali Gandaki ist hier durch die teilweise erhaltene Zungenbeckeneinfassung ((●) in Photo 39) gut dokumentiert. In Übereinstimmung mit dem rezenten Chokopani-Gletscher ist daher für die genannten Stadien des Chokopani- und Chiman-Gletschers in der Methode Kuhle bei der Korrektur über den FSD Gletschergruppe II (vgl. Tabelle 2) zu verwenden. Bei einer Eisrandlage in 2800 m NN resultiert für den Chokopani-Gletscher des Stadiums V nach der Methode Kuhle eine Schneegrenzhöhe in 4507 m NN und eine Schneegrenzdepression von 555 m (Figur 93). Für den Chiman-Gletscher des Stadiums II ergibt sich bei einer Eisrandlage in 2720 m NN eine Höhe der Schneegrenze in 3921 m NN und eine Schneegrenzdepression von 1142 m (Figur 93). Da die Winkeldifferenz zwischen Nähr-

und Zehrgebiet bei beiden vorzeitlichen Gletschern nur geringfügig größer ist als beim rezenten Chokopani-Gletscher und die Gletschergruppe bei allen drei Gletschern die gleiche ist, ergibt sich wie schon beim rezenten Chokopani-Gletscher auch für die vorzeitlichen Gletscher über den FSD eine leichte korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze von 56 bzw. 9 m (vgl. Figur 95). Dass der Anhebungsbetrag bei Stadium II des Chiman-Gletschers mit 9 m besonders niedrig ist, liegt zum einen an der etwas höheren Winkeldifferenz von 17,16° und der daraus resultierenden stärkeren korrektiven Absenkung der rechnerischen Schneegrenze, und zum anderen an der, infolge der niedrigen Einzugsgebietshöhe, geringen Vertikalerstreckung des Gletschers, da diese als Multiplikatorwert den absoluten Betrag der aus dem FSD resultierenden Schneegrenzverschiebung mitbeeinflusst. Im Gegensatz zu dem sonst üblichen Verfahren wurde auf die Einbeziehung der Gletschermächtigkeit zur Berücksichtigung der Zunahme der Nährgebietsfläche infolge der durch den Gletscherkörper erhöhten Geländeoberfläche verzichtet. Aufgrund der Steilheit des Nährgebiets sind keine geomorphologischen Hinweise zu finden, die eine verlässliche Rekonstruktion der Gletschermächtigkeit im Bereich der Gleichgewichtslinie erlauben würden. Die Steilheit des Reliefs führte jedoch auch dazu, dass einerseits infolge der schnellen Gletscherbewegung die Möglichkeit der Aufhöhung des Gletscherkörpers begrenzt war, und andererseits der entstehende Flächengewinn infolge der geringen Horizontalerstreckung ohnehin nicht sehr groß war. Die Gletschermächtigkeit bei der Schneegrenzberechnung in den betreffenden Fällen nicht berücksichtigt zu haben, dürfte daher eine untergeordnete Bedeutung zukommen. Da sich über den FSD in der Methode Kuhle nur geringe Veränderungen der Schneegrenzhöhen ergeben, liegen diese für Stadium V beim Chokopani-Gletscher und für Stadium II beim Chiman-Gletscher als Folge der unterschiedlich definierten Einzugsgebietsobergrenze erwartungsgemäß zwischen den tieferen Werten der Methode Höfer und höheren Werten der Methode Louis (Figur 93). Auch die Höhe der Schneegrenzdepression ist aus diesem Grund bei der Methode Höfer etwas höher und bei der Methode Louis etwas tiefer als die der Methode Kuhle (Figur 93). Bei Stadium II des Chiman-Gletschers allerdings ist die über die Methode Louis ermittelte Schneegrenzdepression im Methodenvergleich nicht die niedrigste, sondern die höchste (Figur 93). Üblicherweise bleibt bei der Methode Louis die Einzugsbereichsobergrenze durch Ver-

wendung der maximalen Gipfelhöhe bei allen Vergletscherungsstadien konstant, während sie bei den anderen Methoden mit zunehmender Gletscherausdehnung abnimmt. Dies bewirkt die relativ niedrige Schneegrenzdepression bei Verwendung der Methode Louis. Bei der Berechnung der Schneegrenzdepression für Stadium II des Chiman-Gletschers wurden allerdings zwei Einzugsgebiete mit deutlich unterschiedlicher maximaler Gipfelhöhe verglichen, wodurch in diesem speziellen Fall aus der Methode Louis die höchste Schneegrenzdepression resultiert. Für das hochglaziale Stadium 0 des aus der Konfluenz von Chokopani- und Chiman-Gletscher entstandenen Nilgiri-W-Gletscher sind hingegen völlig veränderte Reliefbedingungen zu beachten, da dieser über eine lange Strecke von mehr als 6 km mit seinem Zehrgebiet das äußerst flach geneigte und sehr weitläufige Talgefäß des Kali Gandaki durchfloss (Figur 95). Aufgrund der talabwärtigen Konfluenz des Nilgiri-W-Gletschers mit dem Dhaulagiri-E-Gletscher ist eine Eisrandlage für dieses Stadium nicht mehr rekonstruierbar. Sie wird daher für die Schneegrenzberechnung im Konfluenzbereich mit dem Dhaulagiri-E-Gletscher auf Höhe der Mündung des Ghatte Khola angenommen, wodurch der Wert der Schneegrenze als Maximalwert und der der Schneegrenzdepression als Minimalwert zu verstehen ist. Ähnlich wie für den hocheiszeitlich weit in das Kali Gandaki vorstoßenden Thini-Gletscher oder den sich im Hochglazial in das breite Muktinath-Becken ausdehnende Madek-Dumda-Gletscher (vgl. Kapitel 5.1.2 und 5.2.2), wird diesen veränderten Reliefbedingungen bei der Schneegrenzberechnung nach der Methode Kuhle u. a. dadurch Rechnung getragen, dass bei der Ermittlung des FSD Gletschergruppe IV statt II Verwendung findet (vgl. Tabelle 2). Die angesichts des kaum kanalisiert, breiten Zehrgebiets innerhalb der Gletschervertikalen nach unten verschobene Lage der Schneegrenze, kommt dabei durch das Absenken der rechnerischen Schneegrenze über den FSD infolge der Verwendung von Gletschergruppe IV zum Ausdruck. Aus den gleichen Gründen wie bei den Schneegrenzberechnungen für den Chokopani- und Chiman-Gletscher blieb auch bei der für den Nilgiri-W-Gletscher die Gletschermächtigkeit unberücksichtigt. Bei einer angenommenen Eisrandlage in 2520 m NN errechnet sich über die Methode Kuhle eine Schneegrenzhöhe in 3609 m NN und eine Schneegrenzdepression von 1453 m (Figur 93). Dabei resultiert über den FSD ein deutlicher korrektiver Absenkungsbetrag der rechnerischen Schneegrenze von 619 m (Figur 95). Dieser hohe Betrag kommt

dadurch zustande, dass sowohl die positive Winkeldifferenz zwischen Nähr- und Zehrgebiet, welche aufgrund des viel flacheren Zehrgebiets noch größer ist als bei den jüngeren Stadien, als auch Gletschergruppe IV gleichgerichtet und einander ergänzend eine Absenkung der rechnerischen Schneegrenze bewirken. Führt man sich den großen Zehrgebietsflächenanteil mit einer das Haupttal über eine Länge von mehr als 6 km, bei bereits äußerst ungünstigen Klimabedingungen unterhalb von 2600 NN, bedeckenden Gletscherzunge vor Augen, sowie die in ihrer Wirkung einer abbrechenden Gletscherfront ähnliche Festlegung der Eisrandlage bei der Einmündung in den Dhaulagiri-E-Gletscher, so wird die Zwangsläufigkeit einer innerhalb der Gletschervertikalen deutlich nach unten verschobenen Schneegrenze offensichtlich. Deutlich macht dies ein Blick auf die Ergebnisse der Methoden Höfer, Louis und Kuhle-Variante-1 (Figuren 93 und 94), welche sich dadurch auszeichnen, dass die Schneegrenze zwingend auf halber Höhe der Gletschervertikalen verläuft. Bei allen drei Methoden liegt die Schneegrenze des hochglazialen Nilgiri-W-Gletschers höher und die Schneegrenzdepression ist geringer als für den deutlich jüngeren Chiman-Gletscher des Stadiums II. Für den hochglazialen Nilgiri-W-Gletscher kann daher nur über die Methode Kuhle die Schneegrenze annähernd realistisch bestimmt werden. Wie stark die Ergebnisse allein durch die Verwendung unterschiedlicher Schneegrenzberechnungsmethoden voneinander abweichen können, zeigt sich besonders nachhaltig bei einem Vergleich der nach den Methoden Louis und Kuhle ermittelten hochglazialen Schneegrenzabsenkungsbeträge des Nilgiri-W-Gletschers (Figur 93). Während sich bei der Methode Louis ein Wert von 640 m ergibt, liegt dieser bei der Methode Kuhle mit 1453 m mehr als doppelt so hoch.

Für die Einzugsgebiete der drei rezenten Gletscher des Thapa Khola ist zu beobachten, dass deren mittlere Einzugsgebietshöhe bzw. mittlere Gipfelhöhe aufgrund der gleichbleibend hohen Kammverläufe im Bereich einer Steilwandflanke (Tukuche-N-Gletscher) und eines Plateaubereichs (Thapa-Gletscher) sowie der geringen Ausdehnung des Einzugsgebiets (Yamkim-Peak-N-Gletscher) nur unwesentlich von der maximalen Gipfelhöhe abweichen. Außerdem ist die Verschiebung der Schneegrenze über den reliefspezifischen Korrekturfaktor FSD in der Methode Kuhle infolge der geringen Gletschervertikalerstreckung, bzw. der sich aufgrund der Reliefkonstellation gegenseitig aufhebenden Teilfaktoren des FSD bei einem, an einem Steilwandfußbe-

reich endenden, schuttbedeckten Gletscher (wie beim rezenten Chokopani-Gletscher), als sehr gering einzustufen. Da somit für die Schneegrenzberechnung der rezenten Gletscher im Thapa Khola von einem unerheblichen Umfang methodisch bedingter Abweichungen auszugehen ist, wird für diese neben der den geringsten Aufwand erfordernden Methode Louis auf die Verwendung weiterer Methoden verzichtet.

Der Tukuche-N-Gletscher (Figuren 65, 96) erstreckt sich entlang der nach NE exponierten orographisch rechten Talflanke des Thapa Khola, welche als Steilwand vom 6920 m NN hohen Tukuche Peak ((T) in Photo 41) herableitet. Die gegenwärtige Eisrandlage des lawinenernährten Gletschers befindet sich in Form einer stark schuttbedeckten Gletscherzunge im Wandfußbereich bei 4800 m NN ((X) in Photo 40), woraus sich nach der Methode Louis eine Schneegrenzhöhe in 5860 NN ergibt (Figur 93). Am westlichen Talschluss des Thapa Khola bildet der Yamkim-Peak ((Y) in Photo 40) mit 5882 m NN die höchste Erhebung. An seiner NE-Flanke ist der nur etwa 400 m lange Yamkim-Peak-N-Gletscher (Figuren 65, 96) ausgebildet, für den bei einer rezenten Eisrandlage in 5600 m NN nach der Methode Louis eine Schneegrenze in 5741 m NN resultiert (Figur 93). Am talaufwärtigen Ende der orographisch linken Talflanke befindet sich unterhalb des 6012 m NN hohen Thapa-Peak in S-Exposition der Thapa-Peak-Gletscher (Figuren 65, 96), welcher sich über zwei Plateaustufen erstreckt, die über eine kurze Steilstrecke verbunden sind. Bei einer rezenten Eisrandlage in 5600 NN ergibt sich über die Methode Louis eine Schneegrenze in 5806 m NN (Figur 93). Verglichen mit anderen rezenten Gletschern in dieser Region und der von KUHLE (vgl. 1982a: 168) angegebenen klimatischen Schneegrenze, liegt insbesondere für den in strahlungsgeschützter NE-Exposition gelegenen Tukuche-N-Gletscher die orographische Schneegrenze in einem Umfang von mindestens 200 m zu hoch. Die oft stark variierende Vertikalerstreckung lawinenernährter Gletscher könnte der Grund hierfür sein, was bei der Interpretation der vorzeitlichen Schneegrenzdepressionswerte Beachtung finden muss. Als Bezugswert zur Berechnung der vorzeitlichen Schneegrenzdepression wird nachfolgend der Mittelwert aus den Schneegrenzhöhen der drei rezenten Gletscher verwendet, welcher bei 5802 m NN liegt.

Während der hochglazialen Stagnationsphasen • 1,2 erreichte der Thapa-Gletscher zwar noch das Talbodenniveau des Kali Gandaki, ähnlich wie der Chiman-Gletscher des Stadiums II und im Gegensatz

zum hochglazialen Nilgiri-W-Gletscher breitete er sich jedoch nicht sehr weitreichend in diesem aus. In Übereinstimmung mit Stadium V des Chokopani-Gletscher und Stadium II des Chiman-Gletscher wird daher die Berechnung des FSD in der Methode Kuhle unter Verwendung von Gletschergruppe II, mit kanalisiertem und schuttbedecktem Zehrgebiet, durchgeführt. Eine Eisrandlage des Thapa-Gletschers des Stadiums • 1,2 ist aufgrund der Konfluenz mit dem Nilgiri-W-Gletscher nicht zu rekonstruieren, kann aber unweit des damaligen Konfluenzbereichs (links von (■) in Photo Pd 322) des Thapa Khola nahe Tukuche bei 2580 m NN wahrscheinlich gemacht werden. Über Schliffforde rekonstruiert KUHLE (1983: 79) für den hochglazialen Thapa-Gletscher Mächtigkeiten von bis zu 1220 m. daraus abgeleitet wird für Stadium • 1,2 eine Mindestgletschermächtigkeit von 600 m angenommen. Über die Methode Kuhle ergibt sich eine Schneegrenzhöhe von 4436 m NN und eine Absenkung der Schneegrenze um 1366 m (Figur 93). Durch die Einbeziehung der Gletschermächtigkeit verringert sich die positive Winkeldifferenz zwischen Nähr- und Zehrgebiet deutlich von 14,03° auf 6,12° (Anhang 2, Figur 96), wodurch auch die sich daraus ergebende korrektive Absenkung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD nicht sehr groß ist. Der sich aus der Verwendung von Gletschergruppe II ergebende korrektive Anstieg der rechnerischen Schneegrenze wiegt daher deutlich stärker, sodass insgesamt eine Anhebung der Schneegrenze um 201 m erfolgt. Erwartungsgemäß liegt sowohl der Schneegrenzwert als auch der Schneegrenzdepressionswert der Methode Kuhle zwischen den Werten der Methoden Höfer und Louis. Aufgrund der korrektiven Schneegrenzanhhebung sind beide Werte in Richtung der Resultate der Methode Louis verschoben.

7.3 Zusammenfassung: Zur Chronologie der Bodenprofilstandorte auf Basis der Glazialgeomorphologie und resultierender Schneegrenzberechnungen (Figur 65)

Resultierend aus den glazialgeomorphologischen Befunden, sowie den Ergebnissen der Schneegrenzberechnungen, konnten die Akkumulationen, auf welchen die Profile 16, 17, 18 und 19 erstellt wurden, chronologisch klar vier Vergletscherungsphasen zugeordnet werden. Der extreme Reliefwechsel beim Übergang der Gletscher aus der Nilgiri-W-Wand in das flache und breite Kali Gandaki er-

schwerten allerdings eine verlässliche Schneegrenzbestimmung, was insbesondere durch mitunter immense Abweichungen zwischen den Ergebnissen der verschiedenen zum Einsatz gekommenen Schneegrenzberechnungsmethoden zum Ausdruck kommt. Da die untersuchten Akkumulationen mehreren Gletschern, mit entsprechend unterschiedlicher Höhe, Exposition und Reliefgestalt der Einzugsgebiete, zuzuordnen sind, ist für die chronologische Gliederung die Höhe der Schneegrenzdepression, nicht die der Schneegrenze selbst ausschlaggebend. In Tabelle 13 sind die Bodenprofile mit ihrer entsprechenden chronologischen Zuordnung zu den Vergletscherungsstadien aufgelistet.

Bodenprofil 17 wurde auf einer Endmoränenleiste des Chokopani-Gletschers im Talbodenniveau des Kali Gandaki unterhalb der Nilgiri-W-Wand erstellt. In diesem Stadium drang der Gletscher zum letzten Mal aus dem Chokopani Khola bis ins Haupttal vor und reichte bis auf 2800 m NN herab. Aufgrund der großen Einzugsgebietshöhe von 7061 m NN war er zugleich der letzte Gletscher, welcher in diesem Bereich des Kali Gandaki das Haupttal noch erreichte. Für diesen Gletscher errechnet sich eine Schneegrenzhöhe in 4507 m NN und eine Schneegrenzdepression von 555 m. Dieser Wert liegt zwischen den bei KUHLE (2004) (Tabelle 1) allgemein für die Stadien IV und V angegebenen Absenkungsbeträgen. Einer Zuordnung der Moräne zu Stadium V, wie von KUHLE (1983: 252) vorgeschlagen, kann daher entsprochen werden und für Profil 17 ist von einer beginnenden Bodenentwicklung mit dem Ausklingen dieses frühneoglazialen Stadiums auszugehen.

Bodenprofil 18 wurde auf einer gut erhaltenen Zungenbeckeneinfassung des unmittelbar benachbarten Chiman-Gletschers erstellt, aus welcher eine Eisrandlage in 2600 m NN resultiert. Wie die zuvor beschriebene Moräne des Chokopani-Gletschers, dokumentiert sie das letztmalige Vordringen des Chiman-Gletschers in das Kali Gandaki, was aufgrund der geringeren Einzugsgebietshöhe von 5800 m NN jedoch während eines deutlich früheren Zeitraums geschah. Aus einer rekonstruierten Schneegrenzhöhe in 3921 m NN resultiert eine Schneegrenzdepression von 1142 m. Dieser Wert lässt sich gut in Einklang bringen mit der von KUHLE (1982a: 156) für die Südabdachung des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja ermittelten mittleren Schneegrenzdepression von 1100 m während des Vergletscherungsstadiums II. Somit bestätigt sich das von KUHLE (1983: 250) dieser Zungenbeckeneinfassung zugewiesene Stadium II und die Bodenbildung am Standort von Profil 18 setzte in

der Endphase dieses spätglazialen Stadiums ein.

Bodenprofil 19 wurde auf Ausläufern einer podestmoränenartigen Grundmoränenrampe des den zuvor erwähnten Gletschern gegenüberliegend in das Kali Gandaki einmündenden Thapa-Gletscher angelegt. Zur Zeit ihrer Deposition hat der Thapa-Gletscher letztmals eine Konfluenz mit dem Nilgiri-W-Gletscher im Kali Gandaki gebildet, weshalb eine Eisrandlage im Bereich der Gletscherkonfluenz bei 2580 m NN wahrscheinlich zu machen ist. Hieraus ergibt sich ein Schneegrenzverlauf in 4436 m NN und eine Schneegrenzabsenkung von 1366 m. Da die Höhe der berechneten Schneegrenze des rezenten Tukuche-N-Gletschers aufgrund der überwiegenden Lawinenernährung als um etwa 200 m überschätzt angesehen werden kann, ist der teilweise auf dieser beruhende Wert der Schneegrenzdepression in geringerem Umfang ebenfalls als überhöht zu interpretieren. Einer von KUHLE (1983: 247) vorgeschlagene Zuordnung der Podestmoräne zu Stadium • 1,2 kann daher zugestimmt werden, denn für dieses Stadium ergibt sich eine mittlere Schneegrenzdepression auf der Nordabdachung des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja von 1282 m (KUHLE 1982a: 156). Ein Beginn der Bodenentwicklung bei Profil 19 ist somit am Ende der posthochglazialen Stagnationsphasen • 1,2 zu erwarten.

Bodenprofil 16 wurde auf einem inaktiven, fluvialen Stauschuttkörper in einem Nebentälchen des Chokopani Khola, mehr als 500 m über dessen rezenter Tiefenlinie, angelegt. Seine Aufschüttung erfolgte während der Blockierung des Nebentals durch den Nilgiri-W-Gletscher. Das Alter des Schuttfächers ist somit dem Vergletscherungsstadium gleichzusetzen, in welchem der Nilgiri-W-Gletscher das Tal bis zum Niveau des hochliegenden Schuttfächers auffüllte. Die sich daraus ergebende große Gletschermächtigkeit lässt vermuten, dass der Nilgiri-W-Gletscher zu dieser Zeit weit talabwärts reichte und eine Konfluenz mit dem Dhaulagiri-E-Gletscher bildete. Ausgehend von einer Eisrandlage in diesem Konfluenzbereich bei 2520 m NN, ergibt sich eine Schneegrenzhöhe in 3609 m NN und eine Absenkung der Schneegrenze um 1453 m. Dies stimmt gut mit der mittleren Höhe der hochglazialen Schneegrenzdepression auf der Nord- und Südabdachung des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja überein, die bei 1634 m und 1430 m lag (KUHLE 1982a: 151). Das Resultat bestätigt somit die durch KUHLE (1983: 105) diesem Stauschuttkörper zugewiesene hochglaziale Vergletscherungsphase und die Bodenbildung an Profilstandort 16 dürfte mit dem Abklingen des Hochglazial gleichzusetzen sein.

7.4 Beschreibung der Bodenprofile an der Westabdachung des Nilgiri-Massivs und dem Mündungsbereich des Thapa Khola

Die jüngste glazigene Akkumulation, auf welcher im Bereich der Nilgiri-Westabdachung und des Thapa Khola pedochronologische Untersuchungen durchgeführt wurden, befindet sich im Mündungsbereich des Chokopani Khola (Figur 65) und ist als Endmoränenrippe Stadium V des Chokopani-Gletschers zugeordnet worden. Profil 17 wurde auf dem höchstliegenden, mit 15° am geringsten geneigten Bereich der Moräne, 260 m oberhalb der rezenten Tiefenlinie angelegt. Eine zusammenfassende Profilbeschreibung ist in Figur 99 dargestellt. Der nach N exponierte Standort ist von Temperiertem Koniferenmischwald bestanden, als gut durchfeuchtet einzustufen und setzt sich aus dolomitischem Sandstein, Kalkstein, Schiefer und Phyllit zusammen. Der Boden ist etwa 70 cm mächtig, gliedert sich in die Horizontfolge Ah/Cv/C und ist als Pararendzina (WRB: Skeletic-eutric Regosol) zu typisieren. Auf einen 20 cm mächtigen Ah-Horizont folgt ein 50 cm umfassender Cv-Horizont, der schließlich unterhalb von 70 cm Bodentiefe in den C-Horizont übergeht. Der über den gesamten Profilverlauf eine geringe Dichte von 1,1 bis 1,2 und hohe Carbonat-Gehalte aufweisende Boden ist bis in 70 cm Tiefe mittel stark durchwurzelt, darunter sehr schwach. Aufgrund des Carbonatreichtums ist das gesamte Profil als sehr schwach alkalisch einzustufen. Erwartungsgemäß steigt der pH-Wert vom Ah- zum Cv-Horizont von 7,14 auf 7,33, der insgesamt niedrige Humusgehalt sinkt von 2,89 auf 0,63 % und der Skelettanteil nimmt deutlich von 35 auf 70 % zu. Der relativ tonarme Feinboden wird von der Sandfraktion dominiert. Ihr Anteil steigt profilabwärts leicht von 68 auf 74 % an, während der des Schluffs von 30 auf 26 % und der des Tons von 3 auf 1 % abnimmt. Vergleicht man die Bodenfarbe des Ah-Horizonts (10 YR 4/3) und Cv-Horizonts (2,5 Y 4/6), zeigt sich ein widersprüchlicher Trend. Infolge der intensiveren Bodenentwicklung im Ah-Horizont ist hier erwartungsgemäß der rote Farbanteil größer als im Cv-Horizont, während die Farbintensität dem widersprechend im Cv-Horizont deutlich höher ist. Eine Inhomogenität oder gar ein Schichtwechsel innerhalb des Profils ist hieraus jedoch nicht abzuleiten, da keiner der speziellen chemischen oder granulometrischen Homogenitätsindizes einen Hinweis hierfür liefern kann (Anhang 9).

Der nächst ältere Profilstandort befindet sich auf einer Laterofrontalmoräne im Mündungsbereich des

Chiman Khola (Figur 65), welche Stadium II des Chiman-Gletschers zugeordnet wurde. Profil 18 (Figur 100) wurde am westlichen Ende der Moräne in dessen Kammbereich erstellt. Der gut durchfeuchtete Standort weist eine geringfügige Neigung von 8° in westlicher Richtung auf, wird von einem Temperierten Koniferenmischwald bedeckt und besteht überwiegend aus dolomitischem Sandstein und Kalkstein. Der mehr als 130 cm mächtige Boden gliedert sich in die Horizontfolge Ah/Bv/Cv-Bv/Cv und ist als Typische Braunerde (WRB: Haplic Cambisol) anzusprechen. Der Ah- sowie der Bv-Horizont weisen jeweils eine Mächtigkeit von 30 cm auf und der Cv-Bv-Horizont von 50 cm, unterhalb von 110 cm Tiefe folgt der Cv-Horizont. Die Dichte des überall sehr carbonatreichen Bodens schwankt innerhalb des Profils uneinheitlich zwischen 1,3 und 1,8, profilabwärts geht die Durchwurzlung von mittel auf sehr schwach zurück und der Skelettanteil nimmt von 10 auf 50 % zu. Vom Ah- zum Cv-Bv-Horizont nimmt erwartungsgemäß der Humusgehalt von 5,41 auf 2,38 % ab und der pH-Wert von 7,27 auf 7,42 zu. Das gesamte Profil ist somit als sehr schwach alkalisch einzustufen. Die Bodenfarbe lässt nur sehr geringe Unterschiede erkennen. Etwas höhere Rotanteile weist dabei der Bv-Horizont mit dem Farbtonwert 7,5 YR auf, gegenüber 10 YR bei den anderen Horizonten. Ungewöhnlich ist der Tiefentrend in der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens. So wird der Ah-Horizont mit 58 % von der Sandfraktion dominiert, während im Bv- und Cv-Bv-Horizont die Schlufffraktion mit 64 bzw. 55 % vorherrscht. Der Tonanteil steigt von 7 % im Ah-Horizont auf 11 % im Cv-Bv-Horizont an. Im Rahmen der geomorphologischen Beschreibungen wurde bereits darauf hingewiesen, dass aufgrund der relativ exponierten Lage der Moräne innerhalb des Kali Gandakis windbedingte Materialverfrachtungen nicht auszuschließen sind. Ein genauerer Blick auf die Korngrößenzusammensetzung des Ah-Horizonts zeigt, dass deren hoher Sandanteil insbesondere auf die Feinsandfraktion zurückzuführen ist (Figur 100), was eine äolische Deckschicht im Oberboden dieses Profils vermuten lässt. Die Unterschiede der Korngrößenzusammensetzung innerhalb des Profils reichen jedoch nicht aus, um über die granulometrischen Homogenitätsindizes einen solchen Schichtwechsel eindeutig nachweisen zu können (Anhang 9a-c). Gleiches gilt für die chemischen Homogenitätsindizes (Anhang 9e-f). Lediglich der Horizontquotient des Korngrößenmedians deutet tendenziell eine Inhomogenität an, für die Kennzeichnung eines Schichtwechsels ist dieser Hinweis jedoch zu vage.

Den posthochglazialen Stagnationsphasen •1, 2 des Thapa-Gletschers wurde die Podestmoränenrampe im Talausgang des Thapa Khola zugeordnet, auf welcher Bodenprofil 19 erstellt wurde (Figur 101). Der Standort befindet sich südlich der Siedlung Tukuche in 2690 m NN, etwa 110 m oberhalb der rezenten Tiefenlinie und ist mit 6° leicht nach SE geneigt. Er liegt am Rand einer Ackerterrassenflur, ist von Trockenem Koniferenkrummholz bestanden und gut durchfeuchtet. Das Ausgangssubstrat setzt sich aus dolomitischem Sandstein, Kalkstein und Schiefer zusammen. Der Boden ist mehr als 110 cm mächtig, lässt sich in die Horizontfolge Ah/Bv/Bv-Cv/Cv unterteilen und ist als Typische Braunerde (WRB: Haplic Cambisol) zu typisieren. Dem 30 cm mächtigen Ah-Horizont folgt ein etwa 40 cm umfassender Bv- und ein etwa 30 cm tiefer Bv-Cv-Horizont, unter welchen sich ab 100 cm Bodentiefe ein Cv-Horizont anschließt. Das gesamte Bodenprofil ist sehr carbonatreich und weist einheitlich eine Dichte von 1,5 bis 1,6, sowie einen Skelettanteil von 15 % auf. Die geringe Größenordnung des Skelettanteils widerspricht dabei keineswegs der glazialen Genese der Akkumulation an diesem Standort, denn die starke mechanische Beanspruchung in Grundmoränen forciert den Zerrieb des subglazial transportierten Materials. Auch die Bodenfarbe weist nur geringe Unterschiede auf, wobei der Farbton 10 YR für den Bv-Horizont etwas höhere Rotanteile im Vergleich mit den anderen Horizonten erkennen lässt, die einen Farbton von 2,5 Y aufweisen. Die Durchwurzelungsintensität geht von sehr stark kontinuierlich bis auf sehr schwach zurück. Dem üblichen Trend folgend sinkt vom Ah- zum Bv-Cv-Horizont der Humusgehalt von 5,35 auf 2,75 % und der pH-Wert steigt von 7,11 auf 7,40. Das Profil ist somit insgesamt als sehr schwach alkalisch zu charakterisieren. Ähnlich wie bei Profil 18, wenn auch weniger stark ausgeprägt, weist die Korngrößenverteilung des Feinbodens einen ungewöhnlichen Tiefentrend auf. So nimmt der Sandanteil profilabwärts von 42 auf 24 % ab, während der Schluffanteil von 50 auf 65 % und der Tonanteil von 8 auf 11 % ansteigen. Auch an diesem Standort ist somit eine geringmächtige äolische Deckschicht nicht ganz auszuschließen, vergleichbar mit Profil 18 lassen die granulometrischen und chemischen Homogenitätsindizes (Anhang 9) jedoch keinerlei Hinweise auf einen Schichtwechsel innerhalb von Profil 19 erkennen.

Bodenprofil 16 (Figur 98) wurde auf einem kameartigen Stauschuttkörper im Chokopani Khola erstellt (Figur 65), welcher chronologisch dem hoch-

glazialen (Stadium 0) Nilgiri-W-Gletscher zugeordnet werden konnte. Der mit 12° in nördliche Richtung exponierte Standort befindet sich in 3165 m NN, 525 m oberhalb des rezenten Talbodens im Mündungsbereich eines kleinen Nebentals des Chokopani Khola, ist gut durchfeuchtet und von Temperiertem Koniferenmischwald bestanden. Lithologisch besteht der Schuttkörper aus dolomitischem Sandstein, Kalkstein, Schiefer und Phyllit. Der als Typische Braunerde (WRB: Eutric Cambisol) zu klassifizierende Boden ist mindestens 110 cm mächtig und gliedert sich in die Horizontfolge Ah/IIBv/IIBv-Cv/IICv. Der Ah-Horizont erreicht eine Mächtigkeit von 20 cm, der IIBv-Horizont von 50 cm und der IIBv-Cv-Horizont von 20 cm, ehe sich unterhalb von 90 cm Bodentiefe der IICv-Horizont anschließt. Das gesamte Bodenprofil ist sehr carbonatreich, die Dichte nimmt von 1,35 im Ah-Horizont auf 1,5 bis 1,6 in den darunterliegenden Horizonten zu. Kontinuierlich nimmt mit zunehmender Bodentiefe die Durchwurzelungsintensität von mittel auf sehr schwach ab und der Skelettanteil steigt von 25 auf 70 % an. Vom Ah- zum IIBv-Cv-Horizont nimmt der Humusgehalt den Erwartungen entsprechend von 5,65 auf 0,74 % ab und der pH-Wert steigt bei sehr schwach alkalischen Verhältnissen von 7,05 auf 7,35 an. Unterhalb des Ah-Horizonts weist der Boden einen einheitlichen Farbwert von 2,5 Y 4/4 auf, während der Ah-Horizont selbst mit 10 YR 3/2 mehr Rotanteile enthält und aufgrund des höheren Humusgehalts dunkler gefärbt ist. Entsprechend des profilabwärts abnehmenden Verwitterungsgrads steigt vom Ah- zum IIBv-Cv-Horizont der Sandanteil im Feinboden von 35 auf 59 % an, während der Schluffanteil von 59 auf 38 % sinkt und der Tonanteil von 6 auf 3 %. Große Unterschiede zwischen dem Ah- und dem IIBv-Horizont bei den chemischen Homogenitätsindizes Zr/Sr und Y/Zr (Anhang 9b-c), bei letzterem weniger deutlich ausgeprägt, sprechen für eine Inhomogenität bzw. einen Schichtwechsel an dieser Stelle des Profils. Aufgrund der hohen Anteile von Feinsand und Grobschluff im Feinboden des Ah-Horizonts (Figur 98), zusammengenommen über 51 %, wird daher eine geringmächtige Lössauflage an diesem Standort vermutet, obwohl dieser sich in den granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9d-f) nicht eindeutig widerspiegelt.

Eindeutig lässt sich über die Profilsprache Profil 17 von den übrigen Profilen unterscheiden. Der geringmächtige Boden an Profilstandort 17 weist als Pararendzina keine Hinweise auf Verbraunung auf und ist durch einen hohen Skelettanteil, hohe Sand-

anteile im Feinboden und niedrige Gehalte an organischer Substanz gekennzeichnet. Die Böden der Profilstandorte 16, 18 und 19 sind dagegen deutlich tiefgründiger und weisen als Typische Braunerden, neben dem sie klassifizierenden Verbraunungshorizont, höhere Humusgehalte und eine feinkörnigere Zusammensetzung sowohl der Gesamtbodenmatrix als auch des Feinbodens auf. In Übereinstimmung mit der aus der Geomorphologie abgeleiteten Chronologie gibt sich daher Profil 17 eindeutig als jüngste Bodenbildung zu erkennen. Eine chronologische Differenzierung der drei älteren Böden lässt die Profilsprache allerdings nicht zu. Die infolge des carbonatreichen Ausgangssubstrats generell hohen pH-Werte aller Bodenprofile lassen eine Relativdatierung über diesen Indikator nicht zu. Angesichts des übereinstimmenden Vegetationsbesatzes und vergleichbarer Höhenlage sind die klimatischen Standortverhältnisse überall ähnlich und ausreichend feucht, um eine Ableitung des relativen Bodenalters aus dem Entwicklungsgrad der Böden zu ermöglichen. Petrographische Abweichungen in den Ausgangssubstraten sind allerdings aufgrund der verschiedenen Einzugsgebiete nicht auszuschließen. Für die Interpretation der laboranalytischen Verwitterungsindikatoren ist die mögliche Überlagerung des Schuttkörpers an Profilstandort 16 mit einer äolischen Deckschicht zu berücksichtigen.

7.5 Ergebnisse der Verwitterungsindizes für die Bodenprofile an der Westabdachung des Nilgiri-Massivs und dem Mündungsbereich des Thapa Khola

Die aus den laboranalytischen Resultaten abgeleiteten Verwitterungsindizes (Anhang 5-7) werden zur Einschätzung des relativen Verwitterungsgrads auf Basis der Hauptverwitterungshorizonte der Böden miteinander verglichen. Maximale Anteile kristalliner pedogener Fe-Oxide am Gesamteisen innerhalb der Profile kennzeichnen deren Hauptverwitterungszone. Eine Gegenüberstellung auf Basis der Profilmittelwerte führt zu vergleichbaren Ergebnissen und soll daher nachfolgend nur in Ausnahmefällen in die Diskussion einbezogen werden. Für Profil 18 lässt sich mittels der pedogenen Oxide der Bv-Horizont als Hauptverwitterungszone identifizieren und für Profil 17 der Ah-Horizont, dessen $(\text{Fe}_{\text{d-o}}/\text{Fe}_{\text{t}})$ -Werte allerdings nur wenig höher liegen als die des Cv-Horizonts. Bei Profil 19 sind die höchsten Anteile von $\text{Fe}_{\text{d-o}}$ zwar im Bv-Cv-Horizont zu finden, ein Vergleich mit den übrigen Verwitterungsindizes

spricht jedoch eher für den Bv-Horizont als Zone maximaler Verwitterung, weshalb nachfolgend dieser, nur etwas niedrigere $\text{Fe}_{\text{d-o}}$ -Anteile aufweisende Bodenabschnitt als Hauptverwitterungshorizont herangezogen wurde. Durch die Überlagerung des Stauschuttkörpers mit einer äolischen Deckschicht weist Profil 16 einen Schichtwechsel auf. Die höchsten Anteile von $\text{Fe}_{\text{d-o}}$ werden unterhalb des Schichtwechsels erreicht und kennzeichnen den IIBv-Cv-Horizont des Schuttkörpers als Hauptverwitterungszone. Ob die Lössdecke direkt nach der Akkumulation des Schuttkörpers abgelagert wurde, oder zu einem späteren Zeitpunkt, ist unklar. Aufgrund der Geringmächtigkeit der Deckschicht hat diese die Bodenentwicklung innerhalb des Schuttkörpers jedoch ohnehin nicht beeinflusst und erlaubt dessen Relativdatierung über den Verwitterungsgrad des IIBv-Cv-Horizonts. Zur Orientierung werden nachfolgend trotzdem zusätzlich die Resultate für den in der Lössdecke entwickelten Ah-Horizont den anderen Profilen gegenübergestellt.

7.5.1 Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes

Die Werte der Verwitterungsindikatoren, welche auf den Änderungen der Gesamtelementverteilung infolge elementspezifischer Lösungs- und Verlagerungsprozesse beruhen, sind für die Profile 16, 17, 18 und 19 Anhang 5 zu entnehmen, Resultate der Hauptverwitterungshorizonte wurden in den Figuren 102-109 zum Vergleich dem glazialgeomorphologisch ermittelten Stadienalter der Standorte gegenübergestellt.

Entgegen der Situation bei dem zur Ermittlung des Hauptverwitterungshorizonts herangezogenen Indexwert $\text{Fe}_{\text{d-o}}/\text{Fe}_{\text{t}}$, zeigt sich bei den hier betrachteten Verwitterungsindikatoren meist der in der Lössauflage entwickelte Ah-Horizont von Profil 16 stärker verwittert als der im darunterliegenden Schuttkörper entwickelte IIBv-Cv-Horizont. Zunächst sollen deshalb nur die Profile 17, 18 und 19 betrachtet werden, Profil 16 wird erst im Anschluss in die Diskussion einbezogen. Ein Großteil der Indizes zeigt dabei ein mit dem Vergletscherungsstadium übereinstimmenden relativen Verwitterungsgrad der Profile 17, 18 und 19. Dies gilt für MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V , V_i (Figuren 102a-e), NKCM/A, CIA (mit und ohne carbonatisches Ca), CIW (Figuren 103a-d), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, MgO/TiO_2 (Figuren 104b, d-f), $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, CaO/MgO (Figuren 105a, c), Rb/Sr (Figur 106c),

Factor 1, WI(P) (Figuren 107a-b), die Summe aus ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$), Term 1 und 2 nach Kronberg (Figuren 108a-b), das Dreiecksdiagramm CMKN-AF-S, die Anteile von ($\text{MgO} + \text{CaO}$) und ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$) im Dreiecksdiagramm CMKN-SAF, sowie Al_2O_3 und K_2O im Dreiecksdiagramm A-CN-K ohne carbonatisches Ca und Al_2O_3 und ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$) im Dreiecksdiagramm A-CN-K mit carbonatischem Ca (Figuren 109a-d).

Eine Überschätzung des Entwicklungsgrads von Profil 17 ist bei den Indizes FA/S, S/AFT (Figuren 103e-f), $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (Figuren 104a, c), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Figuren 105d-e) zu beobachten. Diese Indikatoren sind dadurch gekennzeichnet, dass sie entweder Si oder Na als jeweils einziges mobiles Element enthalten, sowie Al, Fe oder Ti als immobile Elemente. Aufgrund des jungen Bodenalters und des carbonatreichen Ausgangssubstrats weist Profil 17 deutlich höhere Ca-Anteile auf als die anderen Profile. Durch den starken Austrag der leicht löslichen Carbonate steigt bei den älteren Profilen der Anteil von Si und Na an der Gesamtelementmenge relativ gesehen an, da diese in geringerem Umfang ausgetragen werden. Offenbar gilt dies auch im Vergleich mit Fe, Al und Ti. Insbesondere für Si ist dies naheliegend, da die carbonatfreien Gesteine zum Großteil aus Si bestehen. Setzt man nun Si oder Na als Indikator für Mobilität ins Verhältnis zu Fe, Al oder Ti, entsteht durch den relativen Anstieg ihrer Anteile infolge des Carbonataustrags der Eindruck, dass die älteren Profile geringer verwittert sind als Profil 17. Dass der Ca-Anteil in Profil 17 in stärkerem Maße carbonatischen Ursprungs ist als bei den anderen Profilen, zeigt ein Vergleich der A-CN-K-Dreiecksdiagramme mit (Figur 109d) und ohne (Figur 109c) Berücksichtigung des carbonatischen Ca-Anteils. Geht auch der carbonatische Anteil mit ein, so ist die Summe ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$) bei Profil 17 am höchsten und gibt dieses als jüngsten Boden zu erkennen. Ohne carbonatischen Anteil liegt der Wert von ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$) in Profil 17 dagegen tiefer als bei den Profilen 18 und 19. Bezogen auf Si ist dieses Phänomen auch bei den Profilen im Thini Khola zu beobachten (Kapitel 6.5.1).

Enthält der Verwitterungsindex nur K oder K und Na, beide aus der Gruppe der als leicht löslich geltenden Alkalimetalle, geben diese den Verwitterungsgrad sogar genau umgekehrt zum glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter wieder. Hier sind $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Figur 105b), die Summe ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (Figur 108a), die Summe von ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) im Dreiecksdiagramm CMKN-SAF

und K_2O im Dreiecksdiagramm A-CN-K mit carbonatischem Ca (Figuren 109b, d) zu nennen. Die mit zunehmendem Standortalter ansteigenden Anteile von K und Na sind dabei nicht etwa als absolute Anreicherung dieser Elemente zu verstehen. Der Austrag insbesondere von carbonatischem Ca ist nur deutlich höher als der von K und Na, sodass deren Anteile an der Gesamtelementmenge auf Kosten von Ca ansteigen.

Die Verwitterungsindizes ($\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$) und Ba/Sr (Figuren 106a-b) führen zu einer Unterschätzung des Bodenalters für Profil 19 bzw. einer Überschätzung für Profil 18. Hier muss jedoch bedacht werden, dass Spurenelemente in die Quotienten einbezogen sind. Messungenauigkeiten oder geringste Abweichungen in der lithologischen Zusammensetzung des Ausgangssubstrats können hier schnell zu einer Fehleinschätzung des relativen Verwitterungsgrads führen. Da die Akkumulationen der Profilstandorte 18 und 19 auf zwei verschiedene Gletscher zurückzuführen sind, deren Einzugsgebiete auf gegenüberliegenden Talseiten des Kali Gandaki liegen, ist eine entsprechende Variabilität der Ausgangssubstrate nicht unwahrscheinlich.

Wie bereits erwähnt wurde, weisen fast alle der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes in Profil 16 den in der Lössauflage befindlichen Ah-Horizont als am stärksten verwitterten Profilabschnitt aus, während dies bei dem auf der Bildung pedogener Oxide basierenden Index $\text{Fe}_{\text{d-o}}/\text{Fe}_{\text{t}}$ auf den im darunterliegenden Schuttkörper befindlichen IIBv-Cv-Horizont zutrifft. Offensichtlich sind deutlich unterschiedliche chemische Zusammensetzungen der Ausgangssubstrate der beiden Profilschichten hierfür verantwortlich zu machen, deren beeinträchtigende Wirkung aufgrund des Bezugs zum Gesamteisengehalt bei dem auf den pedogenen Oxiden beruhenden Verwitterungsindikator vermieden wird. Vor allem das Ausgangsmaterial des Schuttkörpers unterscheidet sich dabei auch sehr deutlich von dem der Profile 17, 18 und 19, wodurch der in ihm befindliche Hauptverwitterungshorizont meist zu einer sehr starken Unterschätzung des Bodenalters von Profil 16 führt. Da das Substrat des Stauschuttkörpers an Profilstandort 16 aus einem kleinen Nebental des Chokopani Khola stammt, welches selbst nie zum Gletschereinzugsgebiet gehörte, sind entsprechende Unterschiede der Ausgangssubstratchemie durchaus denkbar. Das Material der Lössauflage scheint dagegen dem der anderen Profilstandorte ähnlicher zu sein und der Ah-Horizont kennzeichnet Profil 16 bei einigen Indexwerten auch korrekterweise als den ältesten Boden.

Da jedoch unklar ist, wie viel Zeit zwischen der Ablagerung des Stauschuttkörpers und der Überlagerung durch die Lössdecke vergangen ist, sind die Ergebnisse des Ah-Horizonts nicht repräsentativ für das Alter des darunterliegenden Schuttkörpers.

Zusammenfassend lässt sich für einen Großteil der auf der spezifischen Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes eine gute Eignung zur Relativdatierung der Profile 17, 18 und 19 feststellen. Insbesondere gilt dies für den Vergleich von Elementgruppen unterschiedlicher Mobilität. Probleme ergeben sich nur bei der Verwendung von Si, Na oder K in zentraler Funktion als mobile Elemente, da, vermutlich infolge hoher Carbonat- und Ca-Anteile der Ausgangssubstrate, deren Gesamtelementanteile trotz verwitterungsbedingten Austrags als Funktion der dominierenden Carbonatlösung relativ gesehen zunehmen. Spurenelement-Anteile reagieren zu empfindlich auf leichte Unterschiede der Ausgangssubstratzusammensetzung, um als verlässliche Indikatoren zur Bestimmung des Verwitterungsgrads gelten zu können. Für Profil 16 ist eine pedochronologische Relativdatierung nicht möglich, da sich das Ausgangssubstrat zu deutlich von dem der übrigen Profilstandorte unterscheidet.

7.5.2 Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide und der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes

Die Resultate der auf der Bildung pedogener Oxide sowie der Bodenfarbe basierenden Verwitterungsindizes für die Profile 16, 17, 18 und 19 sind in Anhang 6 aufgeführt, die Ergebnisse der Hauptverwitterungshorizonte wurden außerdem in den Figuren 110-112 den aus geomorphologischen Befunden abgeleiteten Vergletscherungsstadien gegenübergestellt.

Betrachtet man zunächst die Verwitterungsindizes auf Basis der pedogenen Fe-Oxide, so gibt der Prozentanteil kristalliner pedogener Fe-Oxide am Gesamteisengehalt Fe_{d-o}/Fe_t (Figur 111), welcher erfahrungsgemäß den Grad der Verwitterung am exaktesten widerspiegelt (vgl. ARDUINO et al. 1984), für alle Profile einen dem Standortalter entsprechenden Verwitterungsgrad wieder. Für die Profile 16, 17 und 18 gilt dies auch bei Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t (Figuren 110a-b) sowie den Prozentanteil von Fe_{t-d} an Fe_t (Figur 111). Nur für Profil 19 ergibt sich bei diesen entweder eine Unterschätzung (Fe_d/Fe_t und Fe_{t-d}/Fe_t) oder eine Überschätzung (Fe_o/Fe_d) des Verwitterungsgrads. Für Fe_o/Fe_d kann diese Überschätzung

jedoch auch als Unterschätzung des relativen Verwitterungsgrads von Profil 16 interpretiert werden. Für beide Profile lässt sich diese Verschiebung durch eine methodische Unzulänglichkeit des Fe_o/Fe_d -Verhältnisses erklären, denn im Gegensatz zu den anderen Indizes fehlt diesem der Bezug zum Gesamteisengehalt Fe_t , durch welchen auch ein Vergleich von Böden auf lithologisch variierenden Ausgangssubstraten möglich wird (ARDUINO et al. 1984 : 51). Bereits im Zusammenhang der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes (Kapitel 7.5.1) konnte festgestellt werden, dass die Profile 16 und 19, aufgrund ihrer jeweils völlig isoliert liegenden Einzugsgebiete, Abweichungen in der Ausgangssubstratzusammensetzung sowohl untereinander, also auch im Vergleich zu den Profilen 17 und 18 aufweisen. Der Quotient von amorphen zu kristallinen pedogenen Fe-Oxiden Fe_o/Fe_d wird hier somit durch die Ausgangssubstratvariabilität beeinträchtigt und eignet sich nicht zur Bestimmung des Verwitterungsgrads. Für die Unterschätzung des Verwitterungsgrads von Profil 19 in den Indizes Fe_d/Fe_t und Fe_{t-d}/Fe_t , deren Indikatorwert für den Verwitterungsgrad identisch ist (vgl. Kapitel 5.1.5.2), ist trotz des Bezugs zu Gesamteisen möglicherweise ebenfalls die unterschiedliche Ausgangssubstratzusammensetzung verantwortlich zu machen. Da das Substrat in Profil 19 vergleichsweise geringe carbonatische Bestandteile und Ca-Anteile aufweist, sind die Anteile an Fe_t deutlich höher als bei den anderen Profilen. BRUNNACKER (1970: 356) hat festgestellt, dass bei zunehmenden Gehalten an Gesamteisen im Ausgangssubstrat die Streuung der Fe_d -Werte zunimmt. Somit ergibt sich für Profil 19 auch bei den Quotienten Fe_d/Fe_t und Fe_{t-d}/Fe_t eine größere Streubreite und eine entsprechend geringere Zuverlässigkeit der Ergebnisse als Verwitterungsindikator.

Für den Anteil amorpher pedogener Oxide am Gesamteisen Fe_o/Fe_t zeigt sich hingegen keinerlei Zusammenhang zwischen dem daraus abgeleiteten Verwitterungsgrad der Profile und dem Standortalter. Fe_o weist generell eine größere Unsicherheit als Verwitterungsindikator auf, als dies für die Gesamtheit der pedogenen Fe-Oxide Fe_d oder für die kristallinen pedogenen Oxide Fe_{d-o} der Fall ist. Einerseits liegt dies daran, dass Fe_o aufgrund der verzögerten Überführung in Fe_d bei jungen Böden zunächst zunimmt, mit zunehmendem Alter dann aber wieder abnimmt (vgl. BÄUMLER et al. 2002 : 467). Andererseits können bei der Extraktion von Fe_o ungewollt Magnetit, leicht lösliche silikatische Minerale oder metallorganische Komplexe mitgelöst werden

(MCKEAGUE & DAY 1966: 19, BARIL 1967: 261). Eine für letzteres zu erwartenden Korrelation von Fe_o mit dem Humusgehalt ist im vorliegenden Fall allerdings nicht zu beobachten.

Die auf Basis pedogener Al-Oxide erstellten Verwitterungsindizes Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d (Figuren 110c-d) zeigen keinen mit dem Standortalter vergleichbaren Verwitterungstrend, gleiches gilt für die aus der Bodenfarbe abgeleiteten Verwitterungsindikatoren Alexander-Farbindex und CDE (Figuren 112a-b). Die Bildung pedogener Al-Oxide setzt gewöhnlich erst bei sehr alten Böden in nennenswertem Umfang ein (FITZE 1982: 284). Daher sind die Anteile von Al_d und die Werte der daraus abgeleiteten Verwitterungsindizes bei den hier untersuchten Böden relativ gering und deren Verteilung wohl eher eine Funktion variabler Ausgangssubstrate, wie dies schon für die auf der Verlagerung von Spurenelementen beruhenden Indikatoren festzustellen war (Kapitel 7.5.1). Eine fehlende Korrelation der Bodenfarbe mit dem Verwitterungsgrad von Böden ist aufgrund der Ungenauigkeit und Subjektivität der Bestimmung häufiger zu beobachten, wie beispielsweise die Befunde von AHMAD et al. (1977: 1164) für holozäne und spätpleistozäne Böden auf Flussterrassen in Pakistan zeigen.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die auf Basis pedogener Oxide und der Bodenfarbe erstellten Verwitterungsindizes nur mit Einschränkung zur Relativdatierung der Profile 16, 17, 18 und 19 geeignet sind. Möglicherweise hängt dies mit einem sehr uneinheitlichen Auftreten von pedogenen Oxiden zusammen, welches von MILLER et al. (1993) als typisch für Moränen beschrieben wird. Unter Verwendung der pedogenen Fe-Oxide ergeben sich meist korrekte Resultate, nur für Profil 19, und bei Fe_o/Fe_d auch für Profil 16, resultieren aufgrund der Ausgangssubstratvariabilität Abweichungen. Fe_o/Fe_t ist dagegen aufgrund der methodischen Unzulänglichkeiten bei der Bestimmung von Fe_o generell ungeeignet. Das gleiche gilt aufgrund der geringen Mengen von Al_d auch für die aus den pedogenen Al-Oxiden abgeleiteten Verwitterungsindizes und aufgrund des groben und subjektiven Bestimmungsverfahrens für die aus der Bodenfarbe resultierenden Verwitterungsindikatoren.

7.5.3 Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes

Die Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung

des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes für die Profile 16, 17, 18 und 19 sind in Anhang 7 aufgeführt, einen Vergleich der Resultate für die Hauptverwitterungshorizonte mit der glazialgeomorphologisch ermittelten Vergletscherungsstadienfolge der Profilstandorte ermöglichen die Figuren 113-114. Noch eindeutiger als bei den auf der Elementverlagerung basierenden Verwitterungsindikatoren (Kapitel 7.5.1) zeigt sich bei den granulometrischen Indizes für Profil 16 eine stärkere Verwitterung im Ah-Horizont der Lössauflage als im eigentlichen Hauptverwitterungshorizont IIBv-Cv des darunterliegenden Schuttkörpers. Gleichzeitig vermitteln alle Verwitterungsindizes, abgesehen vom Feintonanteil an der Tonfraktion (Figur 113d), für beide genannten Horizonte in Profil 16 verglichen mit den anderen Profilen einen zu geringen relativen Verwitterungsgrad. Dieses Phänomen ist ebenfalls bei den aus der Elementverlagerung abgeleiteten Indizes zu beobachten und muss wie dort mit den unterschiedlichen Ausgangssubstrateigenschaften des Profils 16 in Relation zu denen der anderen Profile zusammenhängen. Sowohl für die pedochemischen als auch für die granulometrischen Abweichungen ist als Ursache das kleine und völlig isoliert von den Gletschernährgebieten der Umgebung liegende Einzugsgebiet des Stauschuttkörpers an Profilstandort 16 wahrscheinlich zu machen, das eine unterschiedliche lithologische Komposition möglich machte. Für die Korngrößenzusammensetzung noch entscheidender dürften allerdings die unterschiedlichen Sedimentationsprozesse des fluvialen Schuttkörpers an Profilstandort 16 und der glazigenen Moränenakkumulationen an den übrigen Profilstandorten sein. Die für fluviale Schuttkörper typische korngrößenspezifische Materialsortierung (vgl. HJULSTRÖM 1935) führt am Profilstandort 16 zu sehr geringen Tonanteilen und einer starken Sanddominanz innerhalb des Feinbodens, was in einer entsprechenden granulometrischen Verteilung in den bereits deutlich der Verwitterung unterliegenden Horizonten IIBv und II Bv-Cv zum Ausdruck kommt. Hierdurch entsteht für Profil 16 scheinbar der Eindruck eines sehr geringen Verwitterungsgrades.

Für die bezüglich des Ausgangssubstrats besser vergleichbaren Profile 17, 18 und 19 weisen fast alle granulometrischen Verwitterungsindizes einen mit dem Standortalter übereinstimmenden relativen Verwitterungsgrad auf. Das gilt für die Tonanreicherung $(S+U)/T$, die Schluffanreicherung $(fU+mU)/(gU+S)$, den Median Q_2 , den Medianindex (Figuren 113a-b, e-f), sowie die Massen von Ton,

Schluff und der Summe beider Fraktionen (Figuren 114a-c).

Die Abreicherung von Feinschluff innerhalb der Schlufffraktion ($fU+mU/U$), sowie die Anreicherung von Feinton innerhalb der Tonfraktion $fT/T*100$ (Figuren 113c-d) beruhen auf sehr spezifischen Detailverschiebungen innerhalb des Korngrößenspektrums, welche vordergründig das Resultat pedochemischer Verwitterungsprozesse sind (vgl. TORRENT & NETTLETON 1979) und dadurch weniger von der Ausgangssubstratzusammensetzung beeinflusst werden. Für die Feinschluffabreicherung ergibt sich jedoch keinerlei Übereinstimmung mit dem Standortalter der Bodenprofile. Das gleiche Phänomen konnte bereits bei den Profilen im Thini Khola beobachtet werden. Die Feinschluffabreicherung scheint damit sogar eine schlechtere Funktionalität aufzuweisen als die allgemeiner ausgerichteten Verwitterungsindizes. Die Feintonanreicherung zeigt hingegen eine bessere Eignung und führt nur bei Profil 19 zu einer minimalen Unterschätzung des Verwitterungsgrades. Bemerkenswert ist hier, dass Profil 16 korrekt als der am stärksten verwitterte Boden angezeigt wird. Dies spricht für die größere Unabhängigkeit dieses Indexwertes von Abweichungen in der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials. Die geringfügige Fehleinschätzung für Profil 19 könnte darauf zurückzuführen sein, dass der Index erst bei sehr alten Böden verlässliche Daten liefert, wenn die Nachlieferung aus gröberen Fraktionen in die Tonfraktion geringer ist (vgl. LEVINE & CIOLKOSZ 1983). Insbesondere bei Profil 19 ist diese aufgrund des hohen Schluffanteils größer als bei den anderen Profilen.

Zusammengefasst lässt sich für die Profile 17, 18 und 19 eine sehr gute Eignung der granulometrischen Verwitterungsindizes festhalten. Lediglich die Feinschluffabreicherung zeigt sich wie im Thini Khola als völlig ungeeigneter Indikator und die Feintonanreicherung führt aufgrund des für diese Methode insgesamt zu jungen Altersniveaus der Böden zu einer minimalen Fehleinschätzung. Bei Profil 16 erweisen sich die granulometrischen Verwitterungsindikatoren als völlig unzureichend, da sich dessen Ausgangssubstrat infolge eines unterschiedlichen Einzugsbereichs und eines unterschiedlichen Akkumulationsprozesses zu deutlich von dem der anderen Profile unterscheidet.

7.6 Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse der pedochronologischen Untersuchung

Die klimatischen Standortverhältnisse sind angesichts der einheitlichen Vegetationsverbreitung und vergleichbarer Höhenlage überall ähnlich und ausreichend feucht, um die Möglichkeit der Ableitung des Standortalters aus dem Entwicklungsgrad der Böden für die Profile 16, 17, 18 und 19 zu gewährleisten. Einschränkend ist allerdings zu bemerken, dass unterschiedliche petrographische und sedimentologische Ausgangssubstrateigenschaften nicht auszuschließen sind. Da die Seitentäler des Kali Gandaki in diesem Talabschnitt bis in große Höhen des Himalaja-Hauptkamms hinaufreichen, erstreckten sich deren vorzeitliche Gletscher teilweise ineinandermündend weit in das Haupttal hinein, wodurch die untersuchten Ablagerungen das Material verschiedener Einzugsgebiete enthalten. Außerdem wurde an Profilstandort 16 keine Moräne, sondern ein fluvialer Stauschuttkörper untersucht.

Dem Standortalter entsprechend ist Profil 17 über die Geländeansprache eindeutig als jüngste Bodenbildung zu identifizieren. Der geringmächtige Boden zeigt als Pararendzina keine Hinweise auf Verbraunung, einen hohen Skelettanteil, ein sandreiches Feinbodenspektrum und geringe Humusgehalte. Die tiefgründigeren Braunerden der älteren Profile 16, 18 und 19 weisen neben dem sie klassifizierenden Verbraunungshorizont höhere Humusgehalte sowie eine größere Feinkörnigkeit sowohl des gesamten Korngrößenspektrums, als auch des Feinbodens auf. Allerdings sind die drei älteren Böden zu ähnlich entwickelt, um auch diese auf Basis der Geländebefunde chronologisch differenzieren zu können. Der pH-Wert ist als Verwitterungsindikator nicht geeignet, da dieser in den Profilen aufgrund des carbonatreichen Ausgangssubstrats ein konstantes Niveau innerhalb des Carbonat-Pufferbereichs beibehält (vgl. ULRICH 1986: 705).

Profilinhomogenitäten wurden aufgrund plötzlich wechselnder Korngrößenzusammensetzungen des Feinbodens neben Profil 16 zwar auch bei den Profilen 18 und 19 vermutet, lassen sich jedoch über die speziellen pedochemischen Homogenitätsindizes Zr/Sr und Y/Zr nur für Profil 16 eindeutig nachweisen. Zwischen dem Ah- und dem IIBv-Horizont ist danach ein Schichtwechsel wahrscheinlich zu machen. Die hohen Feinsand- und Grobschluffanteile im Ah-Horizont deuten auf die Überlagerung des fluvialen Schuttkörpers mit einer geringmächtigen Lössdecke hin, durch welche die Bodenbildung in-

nerhalb des Schuttkörpers jedoch nicht beeinträchtigt wurde.

Die auf der unterschiedlichen Lösung und Verlagerung von Elementen basierenden Verwitterungsindizes geben für die Profile 17, 18 und 19 in den meisten Fällen, besonders beim Vergleich von Elementgruppen unterschiedlicher Mobilität, das relative Standortalter korrekt wieder. Ausgenommen hiervon sind FA/S, S/AFT, $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$, $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ und K_2O . Sie alle enthalten Si, Na oder K als zentrale mobile Elemente. Obwohl diese als mobil geltenden Elemente im Zuge der Verwitterung ausgetragen werden, nehmen teilweise ihre Anteile an der Gesamtelementmenge, infolge des noch stärkeren Austrags des insbesondere carbonatisch gebundenen Ca, relativ gesehen, trotzdem zu. Bei carbonatreichem Ausgangssubstrat sind diese Elemente daher als Indikatoren für Mobilität ungeeignet. Auch Spurenelemente eignen sich als Verwitterungsindikatoren nicht sehr gut, da sie zu empfindlich auf Unterschiede in der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials reagieren. Eine Relativdatierung von Profil 16 ist auf Basis der Elementverlagerung generell nicht möglich, da dessen Ausgangssubstrat, infolge des unterschiedlichen Einzugsgebiets, dem der anderen Profile zu unähnlich ist.

Die auf Basis der pedogenen Oxide und der Bodenfarbe erstellten Verwitterungsindizes sind nur eingeschränkt für die Relativdatierung der hier betrachteten Profile geeignet. Beruhend auf den Fe-Oxiden ergeben sich die verlässlichsten Ergebnisse. So zeigt der gegenüber äußeren Einflüssen unempfindlichste Index $\text{Fe}_{\text{d-o}}/\text{Fe}_\text{t}$ einen korrekten Verlauf. $\text{Fe}_\text{d}/\text{Fe}_\text{t}$, $\text{Fe}_{\text{d-o}}/\text{Fe}_\text{t}$ und $\text{Fe}_\text{o}/\text{Fe}_\text{d}$ führen aufgrund der unterschiedlichen Ausgangssubstratzusammensetzung nur zu leichten Abweichungen bei Profil 19, für $\text{Fe}_\text{o}/\text{Fe}_\text{d}$ gilt dies auch bei Profil 16. Nur $\text{Fe}_\text{o}/\text{Fe}_\text{t}$ ist aufgrund der unzureichenden Oxalatrextraktion zur Bestimmung von Fe_o völlig ungeeignet. Das gleiche gilt aufgrund der geringen Mengen von Al_d auch für die aus den pedogenen Al-Oxiden abgeleiteten Verwitterungsindizes $\text{Al}_\text{d}/\text{Al}_\text{t}$ und $\text{Al}_\text{d}/\text{Fe}_\text{d}$, sowie aufgrund des groben und subjektiven Bestimmungsverfahrens für die aus der Bodenfarbe resultierenden Verwitterungsindikatoren Alexander-Farbindex und CDE.

Ähnlich wie auf der Elementverlagerung beruhende, zeigen auch die meisten granulometrischen Verwitterungsindizes eine gute Eignung zur Relativdatierung der Profile 17, 18 und 19, während dies für Profil 16 aufgrund des unterschiedlichen Ausgangssubstrats nicht zutrifft. Neben dem unterschiedlichen Einzugsgebiet ist dies auch auf die unterschiedlichen

Akkumulationsprozesse von Moränen und fluvialen Schuttkörpern zurückzuführen. Zu nennen sind hier die Tonanreicherung, die Schluffanreicherung, der Median, der Medianindex, sowie die Ton- und Schluffmasse und deren Summe. Von den als unempfindlicher gegenüber Ausgangssubstratabweichungen geltenden Indizes erweist sich, ähnlich wie bei den Profilen im Thini Khola, die Feinschluffanreicherung als völlig ungeeignet, während die Feintonanreicherung, trotz des hierfür niedrigen Altersniveaus der Böden, nur eine geringfügige Fehleinschätzung für Profil 19 aufweist und sogar Profil 16 korrekt als älteste Bodenbildung wiedergibt.

7.7 Zusammenfassung: Zur Eignung der pedochronologischen Untersuchung als Maßstab der Vergletscherungsgeschichte an der Westabdachung des Nilgiri-Massivs und dem Mündungsbereich des Thapa Khola

Das Klima an den Profilstandorten 16, 17, 18 und 19 weist nur geringe Unterschiede auf und ist auch ausreichend humid, um eine Ableitung der relativen chronologischen Abfolge des Standortalters aus dem Entwicklungsgrad der Böden zu ermöglichen. Eine solche Interpretation wird allerdings zum Teil dadurch erschwert, dass die untersuchten Depositionen lithologisch variierende Materialzusammensetzungen infolge unterschiedlicher Einzugsgebietszugehörigkeit aufweisen. Außerdem unterscheiden sie sich aufgrund ihrer Genese als Laterofrontalmoräne, Grundmoräne und fluvialen Schuttkörper auch sedimentologisch-granulometrisch. Die Lössauflage an Profilstandort 16 beeinträchtigte aufgrund ihrer Geringmächtigkeit die Bodenbildung und daraus abgeleitete Relativdatierung des darunterliegenden Schuttkörpers nicht.

Profil 17 lässt sich bereits über die Profilsprache im Gelände in Übereinstimmung mit dem Standortalter als jüngste Bodenbildung identifizieren, eine weitere Untergliederung der älteren Profile 16, 18 und 19 ist hingegen nicht möglich. Der pH-Wert ist aufgrund der hohen Pufferkapazität des carbonatreichen Ausgangsmaterials nicht als Verwitterungsindikator geeignet.

Sowohl die auf der Elementverlagerung als auch die auf der Korngrößenverteilung basierenden Verwitterungsindizes geben das Standortalter der Profile 17, 18 und 19 fast alle korrekt wieder, während eine entsprechende Zuordnung von Profil 16 verhindert wird, da sich dessen Ausgangssubstrat von dem der

anderen sowohl petrographisch als auch sedimentologisch zu stark unterscheidet. Die Elemente Si, Na und K sind als Indikatoren für Mobilität ungeeignet, da sich deren Anteile an der Gesamtelementmenge, trotz ihres Austrags während der Verwitterung, durch den besonders starken Austrag insbesondere von Ca aus dem carbonatreichen Gestein relativ gesehen erhöhen. Spurenelemente kommen in zu geringen Mengen vor, um als verlässliche Indikatoren für die Bodenverwitterung dienen zu können. Unter den granulometrischen Indizes erweist sich nur die Feinschluffabreicherung als völlig ungeeignet. Die eher für die Differenzierung sehr alter Böden geeignete Feintonanreicherung dagegen ermöglicht aufgrund ihrer weitgehenden Unabhängigkeit vom Ausgangssubstrat sogar die korrekte Zuordnung von Profil 16. Auf Basis der pedogenen Fe-Oxide ist Fe_{d-o}/Fe_t uneingeschränkt geeignet, während die

übrigen Indizes aufgrund der unterschiedlichen Ausgangssubstrate meist geringfügige Abweichungen bei Profil 19 aufweisen. Fe_o/Fe_t hingegen ist aufgrund der zu unspezifischen Oxalatextraktion bei der Fe_o -Bestimmung nicht als Datierungsindikator geeignet. Das gleiche gilt auch für die in zu geringen Mengen vorkommenden pedogenen Al-Oxide und die zu ungenauen Farbindizes.

Als kritisch bei der Relativdatierung der Böden im Umfeld der Nilgiri-Westabdachung und des Thapa Khola mittels laboranalytischer Verwitterungsindizes erweist sich somit vor allem die Unterschiedlichkeit der Ausgangssubstrateigenschaften. Sie verhindert bei den auf Basis der Elementmobilisierung und der Granulometrie erstellten Indizes die korrekte Zuordnung von Profil 16, sowie von Profil 19 bei den auf Basis der pedogenen Oxide erstellten Indizes.

8 Das Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja

Im Zwischen den Ortschaften Tukuche und Lete zieht ein Kammverlauf, vom Nilgiri-Central-Peak (6940 m NN) herableitend, langgestreckt in das Kali Gandaki hinein (Photo 44) und lenkt dessen Tiefenlinie in einem weiten Bogen nach Westen dicht an den Fuß der Dhaulagiri-I-Ostabdachung heran (Figur 115). Südlich dieses Kammverlaufs zeichnet sich das Kali Gandaki durch ein flaches, breitgefächertes Talbodenniveau aus, welches nachfolgend in Anlehnung an KUHLE (1982a) als Dhampus-Becken bezeichnet werden soll. Das Dhampus-Becken spielt eine zentrale Rolle für die Rekonstruktion der Vergletscherungsgeschichte des Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja, da hier mächtige Seitental-Gletscherströme sowohl aus der Ostabdachung des Dhaulagiri, als auch aus der Südwestabdachung des Nilgiri-Massivs hocheiszeitlich im Haupttal kumulierten und zum Thak-Khola-Gletscher vereinigt weit talabwärts vorstießen. Diese Seitentäler sind somit als Hauptnährgebiete des Thak-Khola-Gletschers anzusehen.

Orographisch rechts münden mehrere kleine Paralleltäler unterhalb eines fast 10 km langen, haupttalparallelen und überall mindestens 5870 m NN hohen Kammverlaufs, welcher einen nordöstlichen, 7920 m NN hohen Vorgipfel des Dhaulagiri I mit dem 6920 m NN hohen Tukuche Peak verbindet ((D) und (T) in Photo 45). Die nach NE, E und SE exponierten, steil aufragenden Rückwände umschließen, der Form eines Amphitheaters ähnlich, eine breit angelegte muldenförmige Verflachung zwischen 3880 und 4240 m NN, in welcher sich ihre Tiefenlinien bündeln. Unterhalb dieses flachen Niveaus versteilt sich die Flanke erneut, ehe sie auf einer Höhe von etwa 2560 m NN in den Talboden des Kali Gandaki übergeht. Ein Tallängsprofil entlang des zentral gelegenen Ghatte Khola ((a) in Photo 45) bis hinauf zum Dhaulagiri-I-Vorgipfel verdeutlicht dies (Figur 116). Während die Flanken unmittelbar ober- und unterhalb der Mulde mittlere Neigungen von 30,12° und 21,17° aufweisen, ist diese selbst nur um 14,09° geneigt. Innerhalb der Dhaulagiri-NE-Wand ist oberhalb der Mulde eine weitere Treppung im Längsprofil zu beobachten. Zwischen der mit 49,55° extrem steilen oberen Wandpartie und dem noch 30,12° steilen unteren Abschnitt erstreckt sich über eine Horizontalstrecke von fast 2 km eine Verflachung, welche im Mittel nur um 12,92° geneigt ist. Diese Gefällewechsel finden ausführliche Erwähnung, da sie aufgrund des steilwandigen Einzugsgebiets für die Ernährung der vorzeitlichen Gletscher

und auch hinsichtlich der Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen eine bedeutende Rolle spielen können. Dies gilt insbesondere für die tieferliegende, großflächig die ganze Breite der Flanke einnehmende Mulde, da diese im Hochglazial vermutlich zu einer deutlichen Vergrößerung der Nährgebietsfläche beitrug und gleichzeitig eine ablationsschützende Bündelung des Gletscherkörpers im Zehrgebiet vorbereitete. Beides begünstigte das talabwärtige Vordringen des Gletschers. Die obere Verflachung ist hingegen auf einen Teilbereich der Dhaulagiri-NE-Wand beschränkt und daher allenfalls für den rezenten Dhaulagiri-E-Gletscher von Bedeutung. Dieser mündet mit einer schmalen Gletscherzunge in die tieferliegende Verebnung und bildet eine Eisrandlage in 3720 m NN. Aus der Flanke zwischen Dhaulagiri I und Tukuche Peak sowie aus der Tukuche-SE-Wand stoßen nur einige kleine, temporäre Lawinengletscher über die Wandvergletscherung hinaus bis zum Oberrand der großen Mulde bei etwa 4400 m NN vor.

Am Süden des Dhampus-Beckens, südlich von Lete bei 2360 m NN (Figur 115), mündet außerdem das äußerst steile Lete Khola ((a) in Photo 46) orographisch rechts in das Kali Gandaki ein. Das rezent unvergletscherte Tal gipfelt in dem 4991 m NN hohen Sarban Dhuri ((S) in Photo 46). Angesichts der ausreichend großen Höhe ist ein vorzeitlicher Gletscherzufluss aus dem Lete Khola in den Thak-Khola-Gletscher wahrscheinlich, ein nennenswerter Beitrag zur Ernährung des Haupttalgletschers konnte aus dem kleinen, steilen Einzugsgebiet jedoch nicht erfolgen.

Orographisch links münden das Panpu Khola und direkt südlich angrenzend das Tantun Khola im Bereich des Dhampus-Beckens in das Kali Gandaki ein. Das Panpu Khola ((a) in Photo 47) entwässert die SW-Flanke des Nilgiri-Massivs und leitet vom 6940 m NN hohen Nilgiri-Central und dem 6839 m NN hohen Nilgiri-South ((NC) und (NS) in Photo 47) weit in das Dhampus-Becken vordringend bis zur Mündung in 2360 m NN nahe der Siedlung Lete herab. Seine orographisch rechte Flanke (Vordergrund in Photo 47) bildet den zuvor beschriebenen, lang in das Haupttal hineinragenden Kammverlauf, welcher den aus der Mündungsstufe zwischen Dhaulagiri und Tukuche herabfließenden Tälchen gegenüberliegt. Ähnlich wie das Chokopani Khola im Bereich der Nilgiri-W-Wand weist das Panpu Khola einen sehr steilen Oberlauf auf, welcher unvermittelt in das nahezu eben verlaufende Talbodenniveau des

Kali Gandaki übergeht. Der rezente Gletscher unterhalb des Nilgiri-Central endet mit einer lawinenernährten Gletscherzunge in eine Höhe von etwa 4400 m NN. Das rezent unvergletscherte Einzugsgebiet des Tantun Khola ((b) in Photo 47) reicht nur bis zu einem Vorgipfel des Nilgiri-South (unter (↓) in Photo 47) auf eine Höhe von 5560 m NN hinauf, die Talmündung befindet sich bereits südlich des eigentlichen Dhampus-Beckens, ca. 2 km nördlich von Ghasa in 2080 m NN. Ähnlich wie beim Lete Khola ist von einer bis ins Haupttal reichenden Vergletscherung des Tantun Khola auszugehen, ohne dass dieser Zustrom spürbar zur Ernährung des Haupttalgletschers beitragen konnte.

Zwischen der Mündung des Ghatte Khola bei 2560 m NN und der Siedlung Tatopani bei 1200 m NN lassen sich im Kali Gandaki drei Abschnitte unterschiedlicher Gefällestärke unterscheiden (Figur 117). Im weitläufigen Niveau des Dhampus-Beckens zwischen 2560 und 2400 m NN ist die Neigung mit $1,36^\circ$ sehr gering, ehe sie in dem nachfolgenden, eher schluchtartigen Abschnitt zwischen 2400 und 1480 m NN auf $4,37^\circ$ ansteigt. Im unteren Teilbereich bis auf eine Höhe von 1200 m NN geht die Neigung schließlich wieder auf einen deutlich geringeren Wert von $2,05^\circ$ zurück. Die Versteilung geht dabei einher mit einer deutlichen Verengung des Talgefäßes. Unterhalb des Dhampus-Beckens erreichen die Flanken des Kali Gandaki keine ausreichende Höhe mehr, um während des Hochglazials nennenswert über die Schneegrenze hinausgeragt und dem Haupttalgletscher als Nährgebiet gedient zu haben.

Von Bedeutung für die Vergletscherungsgeschichte im unteren Kali Gandaki ist allerdings das auf einer Höhe von 1320 m NN, 3 km südlich von Dana orographisch links in das Kali Gandaki einmündende Miristi Khola, sowie dessen linkes Nebental Ghalemndi Khola (Figur 115). Da insbesondere das Miristi Khola eine größere mittlere und maximale Einzugsbereichshöhe als die im Bereich des Dhampus-Beckens einmündenden Seitentäler aufweist und auch sein Talbodenniveau über eine weite Strecke höher liegt als die infolge der Durchbruchstalcharakteristik deutlich eingesenkte Tiefenlinie des Kali Gandaki, wurde die Ernährungssituation des Gletschers im Kali Gandaki unterhalb der Einmündung des Miristi Khola sogar stärker vom Miristi Khola, als von den weiter talaufwärts in das Haupttal einmündenden Seitentalgletschern bestimmt (vgl. KUHLE 1983: 130). Der Talschluss des gut 30 km langen, nach SW entwässernden Miristi Khola ((b) in Photo 48) wird aus den höchsten Bereichen des

Nilgiri- und Annapurna-Massivs gebildet und schließt in einem weitläufigen Halbrund mehrere über 7000 m NN hohe Gipfel ein, welche durch nur geringfügig tiefere Kammverläufe verbunden sind. Hier sind der Nilgiri-North (7061 m NN), der Tili-cho Peak (7134 m NN), der Khansar Kan (7485 m NN), der Annapurna I (8091 m NN) und der Bharha Chuli (7647 m NN, (B) in Photo 48) zu nennen. Dieser im Mittel $27,98^\circ$ steile Talschlußkessel mündet unterhalb von 4000 m NN in einen zunehmend sich verengenden Unterlauf, welcher eine mittlere Neigung von $6,84^\circ$ aufweist (Figur 118). Rezent finden sich im Oberlauf 4 separate Gletscher, von denen der Nilgiri-S-Gletscher und der Khansar-Kan-W-Gletscher die bedeutendsten sind. Der Nilgiri-S-Gletscher reicht südöstlich des Nilgiri-Massivs aus 7061 m NN bis auf 4480 m NN herab. Die Eisrandlage des Khansar-Kan-W-Gletschers, welcher von der Nordwestflanke des Annapurna I und der Westabdachung des Khansar Kan aus 8091 m NN herableitet, befindet sich in 4050 m NN. Das südlich angrenzende, nach Westen gerichtete und etwa 15 km lange Ghalemndi Khola ((c→) in Photo 48) steht sowohl hinsichtlich seiner Flächenausdehnung, als auch seiner Vertikalerstreckung deutlich hinter den Ausmaßen des Miristi Khola zurück. Die höchsten Erhebungen finden sich in dem an das Miristi Khola grenzenden Bharha Chuli (7647 m NN) und dem Annapurna South (7219 m NN). Die Mündung in das Miristi Khola liegt bei 1720 m NN. Der rezente Annapurna-South-N-Gletscher endet oberhalb einer Steilstufe in einer Höhe von etwa 4960 m NN. Im Mündungsbereich des Miristi Khola fällt ein Riegelberg ((●) in Photo 48) auf, welcher von der südlichen Talflanke des Kali Gandaki ausgehend den direkten Zufluss aus dem Nebental verhindert und dessen Flusslauf zur Ausbildung einer nordwärts gerichteten Schleife zwingt.

Der Strukturgeologie kommt zumindest bezüglich der Anlage der Talgestaltung des Kali Gandaki auf Höhe des Dhampus-Beckens besondere Bedeutung zu, da hier, nur wenige Kilometer nördlich der MCT, die Zone stärkster Deformation anzutreffen ist. Auf engstem Raum treffen hier die grob ost-westlich verlaufenden Störzonen „Kalopani shear zone“ und „Annapurna detachment“ (AD), sowie die rechtwinkelig hierzu verlaufende, für die Grabenbildung verantwortliche „Dangardzong Fault“ aufeinander (Figur 9). Insbesondere die Talverengung, aber auch die Talversteilung südlich von Lete dürften in ihrem Ursprung tektonisch bedingt sein. Im Bereich der weit in das Dhampus-Becken vorstoßenden orographisch rechten Talflanke des Panpu Khola war

die „Dangardzong Fault“ vermutlich sogar postglazial noch aktiv (HURTADO et al. 2001). Die große Mulde oberhalb des Dhampus-Beckens und unterhalb des Dhaulagiri-Tukuche-E-Flanke (Photo 45) wurde zwar glazigen übertieft und verbreitert, ihre ursprüngliche Anlage ist jedoch auf eine kammparallel verlaufende Synklinale, welche sich unmittelbar an die den Kammfirst bildende Antiklinale anschließt, zurückzuführen (Figur 9). Das Einzugsgebiet unterhalb der Dhaulagiri-Tukuche-E-Abdachung sowie der Oberlauf des Panpu und Miristi Khola bestehen aus Dolomit, dolomitischem Sandstein, Tonschiefer und Kalkstein der Lower Sombre und der Nilgiri Formation, das Tantun Khola, Ghalemdi Khola sowie die Unterläufe des Panpu und Miristi Khola aus Schiefer, Sandstein und Kalkstein der Annapurna und Sanctuary Formation (Figur 9). Im Lete Khola finden sich überwiegend grobe Augengneise der Higher Himalayan crystalline rocks.

Die klimatischen Verhältnisse im Bereich des Dhampus-Beckens und der angrenzenden Nebentäler wird gut durch die Station Lete in 2384 m NN wiedergegeben, welche sich am Südrand des Beckens befindet. Dennoch sind auch hier aufgrund der Lage der Station im Haupttalbodenniveau hangaufwärts und in den Oberläufen der Seitentäler deutlich höhere Niederschlagsmengen zu erwarten. Lete erhält im langjährigen Mittel jährlich 1079 mm Niederschlag. In unmittelbarer Nähe der unbewohnten Talschaften Miristi Khola und Ghalemdi Khola befinden sich keine Klimastationen. Da sie komplett auf die Südabdachung des Hohen Himalaja beschränkt sind und Besonderheiten des Durchbruchstal-Klimas allenfalls marginal zum Tragen kommen, ist die Klimastation bei Ghorapani (2742 m NN) in den südlichen Vorketten des Hohen Himalaja am ehesten als repräsentativ anzusehen. Im Mittel fallen hier jährlich 2586 mm Niederschlag.

In den Hanglagen und Seitentälern oberhalb des Dhampus-Beckens entspricht die Vegetationshöhenstufung bereits der der Himalaja-Südabdachung (MIEHE 1982), die südlich von Lete für das gesamte Talprofil geltend zu machen ist. Zwischen 1000 und 2000 m NN, und damit auf Talbereiche südlich des Dhampus-Beckens und unterhalb der Subtropengrenze beschränkt, findet sich Immergrüner Laubwald aus *Castanopsis indica* und *Shima wallichii* oder Koniferen-Eichenwald. Oberhalb von 2000 m NN schließen sich Lauraceen-Eichenwälder mit *Tsuga dumosa* an, welche bis zur oberen Waldgrenze bei 3700-3900 m NN in Krummholzvorkommen von *Juniperus recurva* oder *Rhododendron camp-*

nulatum übergehen. Bis 4500/4700 m NN schließt sich die von Rhododendron und Wacholder dominierte untere alpine Mattenstufe an, in welcher das monsunale Niederschlagsmaximum erreicht wird. Die obere alpine Mattenstufe mit Cyperaceen- und Polsterrassen folgt bis in Höhen von über 5000 m NN. Im Talbodenniveau des Dhampus-Beckens kommt noch verbreitet intramontaner Koniferenwald mit *Pinus wallichiana* und *Picea smithiana* vor. Insgesamt werden die potentiellen Vegetationsgesellschaften im betrachteten Talabschnitt zunehmend durch agrarisch genutzte Flächen zurückgedrängt.

8.1 Zur Glazialgeomorphologie und der Auswahl geeigneter Bodenprofilstandorte im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja (Figur 115)

Aufgrund der hohen Niederschlagsmengen sowie der enormen Reliefenergie wird die Rekonstruktion der Vergletscherungsgeschichte mittels der Geomorphologie auf der Südabdachung des Hohen Himalaja deutlich erschwert. Oftmals sind die glazigen Akkumulationen komplett abgetragen oder durch Um- und Überlagerung so stark überprägt, dass der Nachweis einer ursprünglich glazialen Genese schwierig ist. Noch komplizierter gestaltet sich das Auffinden geeigneter Bodenprofilstandorte zur pedochronologischen Relativdatierung. Infolge der hohen Morphodynamik, aber auch der zunehmenden ackerbaulichen Nutzung ist die Voraussetzung einer ungestörten Bodenentwicklung kaum gegeben. Da der glazialgeomorphologisch relevante Abschnitt des Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja sehr ausgedehnt ist und deutliche Unterschiede hinsichtlich der Niederschlagsmengen sowie der Topographie und der Geologie aufweist, soll dieses trotz seiner vergletscherungsgeschichtlichen Zusammengehörigkeit für den pedochronologischen Vergleich in zwei Teilgebiete untergliedert werden. Einerseits wird dabei der sehr niederschlagsreiche und intensiver Morphodynamik ausgesetzte Abschnitt unterhalb des Dhampus-Beckens zusammengefasst und andererseits der Beckenbereich selbst einschließlich der hierin mündenden Seitentäler. Sowohl KUHLE (1982a, 1983) als auch IWATA (1984) und FORT (2000) stimmen darin überein, dass hocheiszeitlich Seitentalgletscher im Bereich des Dhampus-Beckens in das Kali Gandaki vorstießen. Während IWATA (1984) und FORT (2000) jedoch die tiefste letztglaziale Eisrandlage im Bereich der Siedlung Ghasa bei 1870 m NN vermuten, rekonstruiert

KUHLE (1983: 124) das Vordringen des Thak-Khola-Gletschers im Kali Gandaki nach einer Konfluenz mit dem Miristi-Khola-Gletscher bis in den Bereich der Mündung des Aul Khola in einer Höhe von 960 m NN, 23 km talabwärts von Ghasa. Für den Gletscher im Miristi Khola kartiert FORT (2000) eine hochglaziale Eisrandlage weit oberhalb der Mündung des Tals in das Kali Gandaki in einer Höhe von 2800-3000 m NN. Grob abgeleitet aus der rezenten Eisrandlage in 4050 m NN resultiert hieraus eine hochglaziale Schneegrenzabsenkung von nur 500-600 m (Differenz zwischen rezenter und hochglazialer Eisrandlage dividiert durch 2). Dies widerspricht jedoch deutlich der von FORT (1985: 167) selbst beschriebenen hochglazialen Gletscher- ausdehnung im Jhon Khola auf der Himalaja-Nordabdachung, aus welcher sich nach den in Kapitel 5.1.2 durchgeführten Berechnungen eine Schneegrenzabsenkung von weit mehr als 1163 m ableiten lässt. Angesichts weniger, aber eindeutig glazialer Genese zuzuordnenden Akkumulationen im Kali Gandaki talabwärts von Ghasa, sowie der hier durchgeführten Schneegrenzberechnungen, lässt sich das von KUHLE (1983: 124) beschriebene Gletscher- ausmaß eindeutig bestätigen. Für den Thak-Khola-Gletscher ist dabei auch die Möglichkeit einer Verstärkung der Vergletscherung infolge der Konfluenz mit einer Auslassgletscherzunge des tibetischen Inlandeises zu berücksichtigen. Hinweise solcher weit durch den Himalaja hindurchgreifenden Auslassgletscher finden sich wiederholt entlang des Himalaja-Bogens (Literaturüberblick in KUHLE 2004) und wurden jüngst auch für das obere Kali Gandaki beschrieben (KUHLE 2006: 189).

Die talabwärtigste, in ihrer primären Anlage erhaltene Moräne ((▲) in Photo 49) im Kali Gandaki wird von KUHLE (1983: 123) auf einem Felssporn liegend beschrieben, welcher zwischen dem - in südwestliche Richtung umbiegend - einmündenden Aul Khola ((b) in Photo 49) und der orographisch linken Haupttalflanke ausgebildet ist. Die Tiefenlinie verläuft hier in 960 m NN, die ungestörte Moräne setzt bei etwa 1160 m NN ein. Die Materialzusammensetzung mit in einer Feinmaterialmatrix eingebetteten Blöcken, sowie die hangparallel erfolgte Ablagerung des Akkumulationskörpers hoch über der Tiefenlinie machen dessen glazigenen Ursprung wahrscheinlich. Eine Reihe von Moränenresten, welche talaufwärts in erosionsgeschützten Flankenabschnitten mehrere hundert Meter über der Tiefenlinie liegend zu verfolgen sind, bestätigen ein Vordringen des Gletschers bis mindestens zur Mündung des Aul Khola. Sie werden bei KUHLE (1983) sehr detailliert be-

schrieben, der beispielsweise für den engen Schluchtabschnitt südlich des Dhampus-Beckens auf Gletschermächtigkeiten von 1200-1600 m verweist. Da die Moräne im Mündungsbereich des Aul Khola noch ihre primäre Lagerung aufweist und dank der von den höher gelegenen Flankenpartien isolierten Spornlage relativ gut vor Überlagerungsprozessen geschützt ist, erfolgte im talaufwärtigen, höchstgelegenen Abschnitt der Deposition die Anlage von Bodenprofil 26 ((× 26) in Photo 49).

Zwischen der Mündung des Aul Khola und der des Miristi Khola lassen sich zwar wie erwähnt einige Moränenreste in den oberen Flankenpartien beobachten. Da diese jedoch infolge der steilen Hanglagen meist unzugänglich sind, stark erodiert und von lokalen Schuttkörpern überlagert bzw. in diese inkorporiert wurden, ist die Anlage von Bodenprofilen hier wenig sinnvoll.

Eine besonders auffällige Akkumulationsterrasse befindet sich unmittelbar im Mündungsbereich des Miristi Khola ((■) in Photo 48, (unter ↓) in Photo 50). In großer Mächtigkeit ruht diese Ablagerung teilweise auf einem Felsgrat, welcher den im Zentrum der Mündung liegenden Riegelberg ((●) in den Photos 48 und 50) mit der südlichen Haupttalflanke verbindet. Im Fließschatten dieses Riegelbergs wurde die Terrasse vor späterem Abtrag geschützt. Die großflächig erhaltene, leicht nach Süden hin ansteigende Terrassenoberfläche liegt in 1900-1960 m NN, etwa 500-560 m über der heutigen Tiefenlinie. Der nördlich anschließende Riegelberg erreicht eine Höhe von 1995 m NN. KUHLE (1983: 118) ordnet die als Ufermoränenterrasse definierte Deposition zwar dem Hochglazial zu, vermutet jedoch aufgrund des über die Terrasse aufragenden und glazigen zugerundeten Riegelbergs eine noch größere Gletschermächtigkeit, als sie über das Niveau der Terrassenoberfläche zu rekonstruieren ist. Wie bereits erwähnt, weisen auch einige sehr hochliegende Moränenreste im Kali Gandaki aufwärts der Miristi-Khola-Mündung auf eine deutlich größere Gletschermächtigkeit hin. Aufgrund des sich im Bereich der Einmündung des Miristi Khola verbreiternden Talquerprofils ist zwar von einer Verringerung der Gletschermächtigkeit auszugehen, die nicht unerhebliche Eiszufuhr aus dem Miristi und Ghalemdi Khola bewirkte dem entgegen gerichtet jedoch eine kompensierende Mächtigkeitszunahme des Gletscherkörpers im Kali Gandaki. Im vorherigen Kapitel (Kapitel 8) wurde bereits darauf hingewiesen, dass dem Gletscher aus dem Miristi Khola aufgrund seiner großen und hohen Nährgebietsfläche mehr Bedeutung für die Ernährung des Gletschers im unteren

Kali Gandaki zukommt, als den Einzugsgebieten des Thak-Khola-Gletschers im Umfeld des Dhampus-Beckens. Möglicherweise ist die Ufermoräne daher der ersten nachhocheiszeitlichen Stagnationsphase des Stadiums • 1 zuzuordnen, obwohl Moränenreste bei Dana auf ein bereits tiefer eingesunkenes Gletscherniveau in dieser Phase hindeuten (vgl. KUHLE 1983: 225). Bei einer Zuordnung zum Hochglazial ist in Übereinstimmung mit dem Standort von Profil 26 von einer Eisrandlage im Mündungsbereich des Aul Khola bei 1160 m NN auszugehen. Die große Ausdehnung der Akkumulation, mit einer Länge von 1000 m und einer Breite von 500 m, sowie ihr ebener Verlauf lassen eher an eine mächtige Grundmoränenablagerung denken. Da jedoch das relativ starke Gefälle der Täler oberhalb der Miristi-Khola-Mündung eine gewöhnliche Grundmoränenauflöschung dieser Dimension nicht sehr wahrscheinlich macht, muss es sich um eine hocheiszeitlich vom Miristi-Khola-Gletscher gegen den Thak-Khola-Gletscher und den Riegelberg aufgeschobene Grundmoränenrampe handeln. Ähnliche, als Überschiebungsgrundmoränenrampe bezeichnete Formen werden von KUHLE (1983) weiter talaufwärts im Kali Gandaki im Konfluenzbereich vorzeitlicher Neben- und Haupttalgletscher beschrieben. Begünstigen dort jedoch meist Konfluenzstufen die Anlage solcher Moränenrampen, waren hier die spitzwinklige Einmündung des Nebentals sowie die sich aus der Position des Riegelbergs ergebende besondere Topographie des Mündungsbereiches der Entstehung förderlich. Als der Thak-Khola-Gletscher in den Mündungsbereich vordrang, war dieser noch eisfrei. Durch den spitzen Einmündungswinkel und die kanalisierende Wirkung des Riegelbergs breitete sich die Gletscherzunge jedoch nicht in die Nebentalmündung aus, sondern plombierte diese mit einer mächtigen Seitenmoräne. Der später vordringende Miristi-Khola-Gletscher wurde durch die gewaltige Moräne des Haupttalgletschers sowie den Riegelberg blockiert und zunächst in die abflusslose Nische zwischen Riegelberg und linker Nebentalfanke umgelenkt. Gegen das Widerlager aus Moräne und Anstehendem geschüttet, erhöhte sich die Grundmoräne des Miristi-Khola-Gletschers, bis dieser sich ungehindert auf den Haupttalgletscher aufschieben konnte. Mit dem nachhocheiszeitlichen Einsinken der Gletscheroberfläche wurde die Podestmoräne entlang der westlich des Riegelbergs verlaufenden Hauptabflussbahn rasch tiefer verlegt, wodurch die im Fließschatten der Felsnische akkumulierte Grundmoränenrampe frühzeitig den Kontakt zum aktiven Gletscher verlor und so in ihrer ursprüngli-

chen Mächtigkeit erhalten blieb. Dieser Erklärungsansatz setzt voraus, dass der Thak-Khola-Gletscher vor dem Miristi-Khola-Gletscher deren Konfluenzbereich erreichte, obwohl seine Hauptnährgebiete im Umfeld des Dhampus-Beckens geringer dimensioniert waren als die des Miristi-Khola-Gletschers. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass nach jüngsten Befunden von KUHLE (2006: 189) eine 700-1000 m mächtige Auslassgletscherzunge des hocheiszeitlichen tibetischen Inlandeises in das Kali Gandaki vordrang. Nur durch deren Eiszufuhr war der Thak-Khola-Gletscher trotz seines begrenzten lokalen Einzugsbereichs in der Lage, die Miristi-Khola-Mündung vor dem vom tibetischen Inlandeis isolierten Miristi-Khola-Gletscher zu erreichen. Nachfolgend wird die Interpretation der in Rede stehenden Akkumulation als Grundmoränenrampe favorisiert. In ihr ist somit auch ein Indiz für die Plateauvergletscherung Tibets zu sehen. Um gegebenenfalls zusätzliche Informationen zum relativen Alter der Akkumulation zu erhalten, wurde hier ein weiteres Bodenprofil angelegt. Die Bodenbildung auf der Terrasse kann zwar durch die anthropogene Nutzung gestört sein, Erosions- und Akkumulationsprozessen sind aufgrund ihrer ebenen und von den steilen Talflanken isolierten Lage jedoch als geringfügig einzustufen. Der Profilstandort befindet sich in 1940 m NN, nahe des Westrandes der Akkumulation auf einem kleinen, unbewirtschafteten Wiesenstreifen ((25 ×) in Photo 48).

Von den posthochglazialen Rückzugsphasen der Stadien • 1, 2 sind nur sehr wenige Reste von primären Moränenakkumulationen erhalten, da der Gletscher sich in den steilsten und engsten Talabschnitt unterhalb des Dhampus-Beckens zurückzog und die Moränen hier noch stärker der fluvialen Erosion und der Überlagerung durch lokalen Hangschutt ausgesetzt waren. Etwa 2 km talaufwärts der Miristi-Khola-Mündung, nördlich der Siedlung Dana, beschreibt KUHLE (1983: 116) 140-345 m über dem in 1400 m NN liegenden rezenten Talboden Ufermoränenreste an der orographisch rechten Talflanke des Kali Gandaki, welche er aufgrund ihrer tiefenliniennahen Lage dem posthochglazialen Stadium • 1 zuordnet ((▲) in Photo 51). Die Moräne ist einem Sporn angelagert, welcher die orographisch linke Talflanke des Dana Khola bildet und nach Norden in die Haupttalflanke übergeht. Oberhalb von 1720 m endet die Moräne in einer schmalen, terrassenartigen Verflachung, die erwartungsgemäß ackerbaulicher Nutzung unterliegt. Die Akkumulation selbst, wie auch weite Teile der darüber befindlichen Talflanke sind kleinräumig inten-

siver Erosion ausgesetzt, was an den zahlreichen kleinen Rutschungen offensichtlich wird (Photo 51). Allerdings schützen die aus der Dana-Khola-Mündung vorstoßenden fluvialen Schotter die Moräne vor einer Rückverlegung durch Unterschneidung entlang der Haupttaltiefenlinie und die Spornlage verringert die Gefahr der Überlagerung durch lokalen Hangschutt. Angesichts dieser vergleichsweise günstigen Lage wurde ein Standort auf der Moränenoberfläche in 1720 m NN zur Anlage von Bodenprofil 24 ausgewählt, obwohl eine ungestörte Bodenbildung nicht zuletzt aufgrund der agrarischen Nutzung keineswegs garantiert werden kann. Hinweise über die Eisrandlage dieses Stadiums sind nicht zu finden, KUHLE (1983: 226) vermutet diese etwa im Bereich der Siedlung Tatopani. Diese befindet sich gut 5 km talabwärts in einer Höhe von 1200 m NN.

Der jüngste Gletschervorstoß, der das Kali Gandaki unterhalb des Dhampus-Beckens noch erreichte, wird durch eine Endmoräne dokumentiert ((▲) in Photo 52), deren orographisch rechter Teil, unmittelbar südlich an die Siedlung Ghasa ((↓ G) in Photo 52) angrenzend, erhalten ist. KUHLE (1983: 226) ordnet diese Eisrandlage dem frühesten spätglazialen Stadium I zu. Die Taltiefenlinie befindet sich hier in einer Höhe von 1870 m NN. IWATA (1984: 27) hingegen kartiert die Akkumulation südlich von Ghasa als lokale Bergsturzablagerung. In einer jüngeren Arbeit von FORT (2000: 113) wird diese Interpretation durch den Hinweis untermauert, die Deposition enthalte fast ausschließlich die unmittelbar hangaufwärts anzutreffenden Gneise, nicht aber Kalkstein, welcher verbreitet in den Gletschereinzugsgebieten oberhalb des Dhampus-Beckens ansteht. Nach eigenen Beobachtungen sind jedoch regelmäßig Kalksteine in die Feinmaterialmatrix eingebettet und auch die Feld- und Laborbefunde des auf der Akkumulation angelegten Bodenprofils 23 bestätigen die Kalkhaltigkeit des Ausgangssubstrats. Einem lokalen Rutschungsereignis als Erklärung für die Entstehung dieser Deposition ist somit zu widersprechen, eine Interpretation als Endmoräne findet dagegen zusätzliche Bestätigung. Da jedoch die Gefahr einer Überlagerung der Moränenoberfläche durch lokalen Hangschutt aus der steilen Talflanke gegeben ist, wurde Bodenprofil 23 am hangfernten Bereich der Moräne in 2130 m NN angelegt ((↓ 23) in Photo 52). Anthropogene Beeinflussung der Bodenentwicklung ist aufgrund der an den Standort angrenzenden Ackerflächen ähnlich wie bei Profilstandort 25 nicht auszuschließen.

Die Seitentäler oberhalb des Dhampus-Beckens,

entlang der Dhaulagiri-Tukuche-E-Abdachung und der Nilgiri-SW-Abdachung sind aufgrund ihres unmittelbaren Anschlusses an den Hauptkamm des Hohen Himalaja nicht nur durch hoch hinaufreichende, sondern auch durch sehr steile Einzugsgebiete gekennzeichnet. Vorzeitliche Moränen sind angesichts der intensiven Morphodynamik hier nur selten überliefert und ein für pedochronologische Untersuchungen wichtiger, primärer und nicht überlagerter Erhaltungszustand nahezu ausgeschlossen. Die Suche nach geeigneten Bodenprofilstandorten beschränkt sich daher auf die innerhalb des Dhampus-Beckens selbst abgelagerten glazigenen Akkumulationen. Nach Angaben von KUHLE (1983: 237) erreichte der Dhaulagiri-E-Gletscher als einzig verbliebener Teilstrom zuletzt während des jüngsten spätglazialen Stadiums IV das Dhampus-Becken, sodass die dort zu findenden Moränen dem Spät- und Hochglazial zuzuordnen sind. Die sehr genau von Kuhle beschriebenen und chronologisch eingeordneten Moränen sind in ihrer Mehrheit ebenfalls nicht zur pedochronologischen Relativedatierung geeignet, da sie infolge der dichten Besiedlung der Beckenlage intensiver agrarischer Nutzung unterliegen oder gar als Siedlungsstandorte dienen. Ausgenommen hiervon sind zwei Akkumulationsbereiche, die auf Anstehendem ruhend über das eigentliche Talbodenniveau hinausragen und vermutlich aufgrund der erschwerten Zugänglichkeit allenfalls geringfügiger anthropogen beansprucht werden. Einerseits ist hier die sich großflächig im zentralen Dhampus-Becken zwischen der Mündung des Panpu Khola und dem rezenten Flusslauf des Kali Gandaki erstreckende, kuppige Akkumulationsansammlung zu nennen ((■) in Photo 53), andererseits mehrere Depositionen entlang des Felsspornes, welcher in Verlängerung der orographisch rechten Talflanke des Panpu Khola weit in das nördliche Dhampus-Becken hineinragt (Photo 44). Letzterer wird nachfolgend als Nupsan-Dada-Kamm bezeichnet.

Die Akkumulationen im zentralen Dhampus-Becken werden bei KUHLE (1983: 228-236) als Zusammenballung mehrerer Moränenkomplexe beschrieben, welche sowohl unterschiedlichen Gletschern, also auch unterschiedlichen Vergletscherungsstadien zuzuordnen sind. Ursprünglich wurde danach eine mächtige Stirnmoräne des bereits vom Dhaulagiri-E-Gletscher separierten Panpu-Gletschers in Vergletscherungsstadium II auf dem Riegelberg abgelagert. Sie bildet den höher aufragenden Ostteil der Akkumulation. Infolge der Aufschiebung auf den Riegelberg erreichte die Stirnmoräne eine beträchtliche Höhe, wodurch der talaufwärtige Übergang von der

Stirn- zur Grundmoräne rampenförmig angelegt ist ((●) in Photo 53) (KUHLE (1983: 229). In einem geringeren Höhenniveau sind im Westen an die Außenseite der Stirn- moräne weitere Akkumulationen angelagert, welche KUHLE (1983: 230) als Moränen des nächstjüngeren Stadiums III interpretiert, die vom gegenüberliegend einmündenden Dhaulagiri-E-Gletscher gegen die Stirn- moräne bzw. den Riegel- berg geschüttet wurden. Eine glazigene Deutung dieses zentralen Akkumulationskomplexes findet sich bereits bei DOLLFUS & USSELMANN (1971) und wird später auch von IWATA (1984: 27) bestätigt, nähere Angaben zur Entstehung der Moränen werden dort jedoch nicht gemacht. Im Gegensatz dazu wird der Ablagerungskomplex von HORMANN (1974: 171) und von FORT: 109 (2000) in seiner Gesamtheit als das Ergebnis eines gewaltigen Berg- sturzereignisses gesehen. FORT (2000: 109-113) stützt diese Feststellung, ähnlich wie bei der von ihr als lokale Rutschung angesprochenen Akkumulation südlich von Ghasa, vor allem auf die lithologische Zusammensetzung des Materials. Überwiegend aus Gneis bestehend, muss das Substrat aus der Haupt- talflanke im Umfeld des Lete Khola südwestlich des Dhampus- Beckens stammen ((◆◆◆◆◆) in Photo 53). Dieser Flankenbereich war zwar vorzeitig vergletschert, befindet sich aber talabwärts des in Rede stehenden Akkumulationsgebietes und der aus ihr stammende Gletscher wurde durch den Haupttal- gletscher sofort in haupttalabwärtiger Richtung um- gelenkt. Ein ursprünglich glazigener Transportme- chanismus des Substrats ist daher auszuschließen. Der stratigraphische Bezug, sowie der Lagebezug zu den Moränen der Umgebung führt nach der Glazial- chronologie von KUHLE (1983: 227-229) zu einer relativen Datierung des Bergsturzereignisses in den Zeitraum zwischen den spätglazialen Vergletsche- rungsstadien I und II. Auch FORT (2000: 112) bestä- tigt ein Vordringen der Seitentalgletscher bis in das Dhampus- Becken sowohl vor, als auch nach der Ablagerung des Bergsturzmateri- als. Hieraus ist je- doch abzuleiten, dass das Bergsturzmateri- als nach seiner ursprünglichen Ablagerung mit Sicherheit von den anschließend vorstoßenden Gletschern aufge- nommen, umgelagert und neuformiert wurde. Glazi- algeomorphologisch betrachtet sind daher diese Ab- lagerungen in Übereinstimmung mit den Befunden von KUHLE (1983: 228-236 (\$759)) zwingend als Moräne anzusprechen, obwohl ihr Ausgangssubstrat ursprünglich aus einem Bergsturzereignis hervor- ging. Eine pedochronologische Untersuchung des Akkumulationskomplexes ist aus zwei Gründen problematisch. Einerseits ist nicht sicher, ob auch

die zentralsten, höchstgelegenen Bereiche des Kom- plexes von den vorstoßenden Gletschern vollständig erfasst und umgelagert wurden. Gerade diese wären jedoch aufgrund ihrer exponierten und flachen Lage- rung eventuellen Erosions- und Akkumulationspro- zessen am geringsten unterworfen und daher als Bodenprofilstandorte zu favorisieren. Andererseits lassen die lithologischen Unterschiede einen pedoch- ronologischen Vergleich der aus dem Bergsturzmateri- als hervorgegangenen Moränen mit dem auch primär glazigen transportierten Material der anderen Moränen nicht zu. Auf die Anlage von Bodenprofi- len auf dem zentralen Akkumulationskomplex im Dhampus- Becken wurde daher verzichtet.

Dem im nördlichen Dhampus- Becken gelegenen Nupsan-Dada-Kamm sind in vier verschiedenen Höhenniveaus Akkumulationen auf- und angelagert, welche aufgrund ihrer Materialzusammensetzung, Form und Lage eindeutig als glazigen zu identifizie- ren sind ((1↓), (2↓), (■), (▲) in Photo 44). Die drei höchstgelegenen Akkumulationen sind terrassen- förmig ausgebildet und werden von KUHLE (1983: 107-109) als Ufermoränen- bzw. Mittelmoränen- terrassen beschrieben, welche zwischen dem Haupttal- gletscher und dem aus dem Panpu Khola herablei- tenden Gletscherstrom abgelagert wurden und ent- sprechend ihrer relativen Höhenniveaus drei ver- schiedenen Vergletscherungsstadien zuzuordnen sind. Zum Teil lassen sich haupttalaufwärts an den Talflanken abgelagerte Reste von Ufermoränen- leiten mit diesen Terrassen über ihre Höhenlage syn- chronisieren (vgl. KUHLE (1983: 109). Die östlichste und am höchsten liegende Akkumulationsfläche ((1↓) in Photo 44, (●) in Photo 47) befindet sich in einer Höhe von 3340 m NN, 860 m oberhalb der rezenten Tiefenlinie des südlich angrenzenden Pan- pu Khola. KUHLE (1983: 107) ordnet die Ufermorä- nenterrasse aufgrund der aus der relativen Höhe über dem Talboden zu rekonstruierenden Mindestglet- schermächtigkeit dem Hochglazial (Stadium 0) zu, wobei er eine posthochglaziale Talbodenverfüllung des Panpu Khola im Dhampus- Becken von mindes- tens 150-200 m zu bedenken gibt (ebd. 109). Dem- nach lässt sich für das Hochglazial eine Gletscher- mächtigkeit von mindestens 1010-1060 m für das Kali Gandaki innerhalb des weitläufigen Dhampus- Beckens rekonstruieren. Als hochglaziale Eisrandla- ge ist wie für die Profile 25 und 26 der Bereich der Aul-Khola-Mündung in 1160 m NN anzunehmen. Das zweithöchste Terrassenniveau ((2↓) in Photo 44, (◆) in Photo 54) schließt sich westlich unterhalb einer kleinen Steilstufe an und liegt als Mittelmorä- nenterrasse dem Kamm zentral in einer Höhe von

3180 m NN auf. 160 m unterhalb des höchsten Terrassenniveaus liegend ordnet KUHLE (1983: 107) diese Akkumulation der ersten posthochglazialen Stagnationsphase des Stadiums • 1 zu. Wie bereits für Profil 24 beschrieben, lag die zugehörige Eisrandlage vermutlich im Bereich der Siedlung Tatoi bei 1200 m NN. Das tiefste Terrassenniveau ((■) in den Photos 44, 54) befindet sich weitere 160 Höhenmeter unterhalb der mittleren und damit 320 m unterhalb der höchsten Moränenterrasse in 3020 m NN. Diese Mittelmoränenterrasse weist mit einer Länge von bis zu 900 m und einer Breite bis zu 500 m eine erstaunlich große Akkumulationsfläche auf, die auf den kammabwärts noch einmal über das Terrassenniveau aufragenden Kammverlauf ((●) in Photo 44) zurückzuführen ist. Zwischen den höher aufragenden Kammpartien und den Gletscherströmen entstand so eine nahezu geschlossene Hohlform, die als Sedimentationsfalle den Aufbau des Terrassenkörpers forcierte. KUHLE (1983: 108) stellt die Entstehung der Moränenterrasse in die zweite nachhocheiszeitliche Stagnationsphase des Stadiums • 2. Die zugehörige Eisrandlage ist nicht durch Endmoränen dokumentiert, wird aber von KUHLE (1983: 226) etwa 2,5 km südlich von Ghasa bei 1750 m NN vermutet. Die beiden tieferen Terrassenniveaus werden auch von IWATA (1984: 27) als Moränen gedeutet, allerdings weist er sie ohne nähere Begründung einem deutlich älteren, vorletzzeitlichen Stadium zu. Auf den westlichsten Ausläufern des Kamms ist diesem eine weitere Moräne kuppelförmig aufgelagert ((▲) in den Photos 44 und 54), die bis in eine Höhe von 2960 m NN reicht. KUHLE (1983: 231) ordnet sie dem spätglazialen Stadium II des Dhaulagiri-E-Gletschers zu, welcher nach dem Rückzug der talaufwärtigen Haupttalgletscherkomponente direkt auf den Kamm auflief, von diesem in zwei Komponenten getrennt wurde und zwischen ihnen eine Mittelmoräne abgelagerte. Das gegenüber der Moränenterrasse des Stadiums • 2 nur etwa 60 m tiefer liegende Niveau dieser Moräne ist vermutlich auf die zwischenzeitlich im Zuge des Gletscherrückgangs, und dem damit verbundenen Schubkraftverlust des Gletschers, erfolgte subglaziale Erhöhung des Gletscherbetts zurückzuführen. Möglicherweise führte auch eine Blockierung des Dhampus-Beckens durch die zuvor akkumulierten Bergsturzmassen vorübergehend zu einer zusätzlichen Aufhöhung des Dhaulagiri-E-Gletschers. Der gute Erhaltungszustand der Moräne erklärt sich durch den vor Erosion schützenden Festgesteinssockel des Felskamms, auf welchem sie deponiert wurde. Die Eisrandlage des Stadiums II rekonstruiert

KUHLE (1983: 228) am Süden des Dhampus-Beckens in einer Höhe von etwa 2400 m NN. Da die im Bereich des Nupsan-Dada-Kamms abgelagerten Moränen dank ihrer über das Talbodenniveau des Dhampus-Beckens hinausragenden und gleichzeitig weit von den steilen, erosionsanfälligen Talflanken entfernten Position, sowie ihrer zumeist flachlagernden Oberfläche vor Abtrag oder Überlagerung gut geschützt sind, konnten sie sich in ihrer primären Form erhalten. Nur äolische Erosion bzw. Akkumulation ist angesichts der exponierten Lage nicht auszuschließen. Die anthropogene Nutzung beschränkt sich auf gelegentliche Beweidung, Ackerflächen oder Siedlungen existieren nicht. Aufgrund der guten Eignung der Moränenstandorte für eine Profilanlage zur pedochronologischen Relativedatierung, wurden hier die Profile 20, 21 und 22 erstellt. Profil 20 ((20×) in Photo 47) wurde auf der höchstgelegenen, hochglazialen (Stadium 0) Moränenterrasse ((1↓) in Photo 44, (●) in Photo 47) in zentraler Position in 3340 m NN angelegt, Profil 21 ((21↓) in Photo 54) auf einem sich leicht andeutenden Ufermoränenwall am südwestlichen Rand der großen Mittelmoränenterrasse des Stadiums • 2 ((■) in den Photos 44 und 54) in 3020 m NN und Profil 22 ((22↓) in Photo 54) im zentralen, höchstgelegenen Bereich der jüngsten Moränenablagerung des Stadiums II ((▲) in den Photos 44 und 54) in 2960 m NN.

Die bisher einzigen absoluten Datierungen der Akkumulationen im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja wurden von GAYER et al. (2004) mittels kosmogener Nuklide an Gneis-Blöcken auf der Moränenterrasse ((■) in den Photos 44 und 54) im Bereich des Nupsan-Dada-Kamms ermittelt, die KUHLE Stadium • 2 zuordnet und auf der Bodenprofil 21 erstellt wurde. Eine vergletscherungsgeschichtliche Interpretation der Datierungsergebnisse wurde allerdings nicht vorgenommen, da diese nur als Referenzdatierungen zur Ermittlung des höhenabhängigen Gradienten der Nuklidanreicherung durchgeführt wurde. Da die datierten Blöcke aus in den Gletschereinzugsgebieten nicht anstehendem Gneis bestehen, können sie nicht gemeinsam mit der Moräne glazial transportiert worden sein, sondern wurden vermutlich im Zuge des zuvor diskutierten großen Bergsturzereignisses als isolierte Blöcke auf der bereits existierenden Moränenterrasse abgelagert (vgl. FORT (2000: 110)). Aus der Datierung ergibt sich somit das Alter des Bergsturzereignisses, während sich für die Moränenterrasse nur ein Mindestalter ableiten lässt. Je nach beprobtem Block, sowie den verwendeten Kalibrierungsverfahren und Ele-

menten (He, Be) weisen die Ergebnisse eine sehr breite Streuung auf, mit einem Expositionsalter zwischen 18188 ± 3084 und 26132 ± 3032 Jahren (GAYER et al. (2004: 99). Tendenziell ist danach das Bergsturzereignis in das ausgehende Hochglazial zu stellen, während es der Chronologie von Kuhle folgend dem frühen Spätglazial zwischen Stadium I und II zuzuordnen ist. Angesichts der geringen Probenanzahl, der Kalibrierungsunsicherheiten, einer nicht auszuschließenden Präexposition der Blockoberfläche im Vorfeld des Bergsturzereignisses, sowie der zu erwartenden Oberflächenverwitterung der Blöcke nach ihrer Ablagerung (vgl. IWATA (1984: 31), ist jedoch eine Ableitung des Alters des Bergsturzereignisses aus der absoluten Datierung der Blöcke als höchst unsicher zu bewerten (vgl. HALLET & PUTKONEN 1994), PUTKONEN & SWANSON 2003), GAYER et al. (2004: 99). Außerdem wird hierbei vorausgesetzt, dass die datierten Blöcke und die mächtige Bergsturzakkumulation im zentralen Dhampus-Becken dem selben Bergsturzereignis zuzurechnen sind. IWATA (1984: 34) geht jedoch nach Luftbildauswertungen von mehreren einzelnen Bergsturzereignissen in diesem Gebiet aus, sodass die Ablagerung der datierten Blöcke durchaus vor der des Akkumulationskomplexes im zentralen Dhampus-Becken erfolgt sein kann. Das wiederholte Auftreten großer Bergsturzereignisse im Umfeld des Dhampus-Beckens während des Übergangs vom Hoch- zum Spätglazial ist dabei keineswegs unwahrscheinlich, wenn man sich die Untersuchungen von HURTADO et al. (2001) zur Neotektonik im Kali Gandaki vor Augen führt. Hier wurde nachgewiesen, dass noch bis 17,2 ka BP entlang der südlichen Dangardzong Fault (Figur 9) und nach 17,2 ka BP entlang des südtibetischen Verwerfungssystems (Annapurna detachment in Figur 9) im Bereich des Nupsan-Dada-Kamms Verschiebungen auftraten. Auch der Rückgang der Eismassen nach dem Hochglazial kann zur Begünstigung von Bergsturzereignissen beigetragen haben (FORT (2000: 101).

Im Kali Gandaki südlich des Dhampus-Beckens wurden vier Bodenprofile auf glazigenen Ablagerungen angelegt, welche sich nach den hier diskutierten glazialgeomorphologischen Befunden, sowie den durchgeführten Schneegrenzberechnungen in Übereinstimmung mit der glazialchronologischen Einordnung bei KUHLE (1983) den hoch- bis frühspätglazialen Vergletscherungsstadien 0, • 1 und I zuordnen lassen. Die Schneegrenzberechnung weist dabei teilweise gewisse Unsicherheiten auf, welche auf die spezifischen Reliefeigenschaften, sowie den

nicht zu quantifizierenden Faktor eines Eiszuflusses aus Tibet (vgl. KUHLE 2006: 189) zurückzuführen sind. Profil 26 wurde auf einem zwischen dem Kali Gandaki und dem Aul Khola befindlichen Moränenzwickel angelegt, welcher, als tiefstgelegene in primärer Anlage erhaltene glazigene Akkumulation, dem Hochglazial (Stadium 0) zugeordnet wird. Auf Basis der Schneegrenzberechnungen lässt sich jedoch auch ein früh-spätglaziales Alter nicht ganz ausschließen. Bei Annahme der Eisrandlage an gleicher Stelle, befand sich diese in 1160 m NN. Etwa 13 km talaufwärts wurde Profil 25 auf einer lokaltopographisch bedingten Grundmoränenrampe im Bereich der Mündung des Miristi Khola in das Kali Gandaki erstellt. Sehr hoch über dem Talboden gelegen, ist diese Moräne eindeutig dem Hochglazial zuzuordnen. Die Anlage von Profil 24 erfolgte etwa 2 km talaufwärts auf einer Ufermoränenterrasse, welche sich auf dem Sporn zwischen Dana Khola und orographisch rechter Talflanke des Kali Gandaki erstreckt. Angesichts der geringeren relativen Höhe ist sie Stadium • 1 zugehörig, dessen Eisrandlage bei Tatopani in 1200 m NN zu vermuten ist. Weitere 7 km talaufwärts, auf der Endmoräne des Stadiums I südlich von Ghasa, wurde Profil 23 erstellt. Die aus der Endmoränenposition abzuleitende Eisrandlage des Stadiums I befand sich in 1870 m NN. Trotz intensiver Suche nach für die Profilanlage geeigneten Standorten, lässt sich in diesem Talabschnitt, aufgrund seiner extremen Steilheit und starken anthropogenen Nutzung, eine ungestörte Bodenentwicklung in keinem Fall garantieren, besonders gilt dies für die zwei jüngsten Profilstandorte 23 und 24.

Eine zweite, getrennt zu betrachtende Gruppe von Bodenprofilen wurde weiter talaufwärts im Bereich des Dhampus-Beckens angelegt. Die Profile 20, 21 und 22 wurden auf drei in unterschiedlicher Höhe entlang des Nupsan-Dada-Kamms abgelagerten Moränen erstellt. Abgeleitet aus den glazialgeomorphologischen Befunden und den Schneegrenzberechnungen sind diese in Bestätigung der Ergebnisse von KUHLE (1983) den drei Vergletscherungsstadien 0, • 2 und II zuzuordnen. Die zuvor für die Profilstandorte im unteren Kali Gandaki erwähnten Unsicherheiten bei der Schneegrenzberechnung sind auch hier anzuführen. Profil 20 wurde auf der östlichsten, höchstgelegenen Ufermoränenterrasse angelegt, welche vom Gletscher aus dem Panpu Khola depониert wurde und aufgrund der zu rekonstruierenden Gletschermächtigkeit dem Hochglazial (Stadium 0) zugeordnet werden kann, dessen Eisrandlage im Mündungsbereich des Aul Khola bei 1160 m NN

lag. Profil 21 wurde auf der 320 m tiefer gelegenen, Stadium • 2 zugeteilten, großflächigen Mittelmoränenterrasse erstellt, welche zwischen dem Gletscher aus dem Panpu Khola und dem Haupttalgletscher akkumuliert wurde. Das zugehörige Gletscherende befand sich etwa 2,5 km südlich von Ghasa bei 1750 m NN. Profil 22 schließlich wurde auf einer Mittelmoränenterrasse am Westende des Kamms angelegt, welche zwischen zwei durch den Kamm getrennte Teilströme des Dhaulagiri-E-Gletschers in Stadium II auf diesem deponiert wurde. Die Eisrandlage des Stadiums II lag am Süden des Dhamphus-Beckens in einer Höhe von etwa 2400 m NN.

8.2 Zum Verlauf der vorzeitlichen Schneegrenze im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja

Der vorzeitliche Gletscher, welcher das Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja erfüllte, war aus einer Vielzahl von Seitentalgletschern zusammengesetzt. In die Schneegrenzberechnungen alle Teilgletscherzungen einzubeziehen, wie es eigentlich notwendig wäre, war angesichts des hohen hierfür erforderlichen Aufwandes im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Bei ansonsten ähnlichen topographischen Verhältnissen dringt der Teilgletscher mit der höchsten Einzugsgebietshöhe auch am weitesten talabwärts vor, da sich die Teilströme nach einer Gletscherkonfluenz nicht vermischen und separat weiterbewegen (vgl. VISSER 1938), KUHLE (1983: 130). Somit ist dieser Teilgletscher für die - als Bemessungsgrundlage der Schneegrenzberechnung dienende - Position der Eisrandlage ausschlaggebend und die über ihn bestimmte Schneegrenze kann als hinreichend repräsentativ für das dendritische Gletschersystem gelten. Eine Unterschätzung der Schneegrenzhöhe kann sich zwar durch die kanalisierende, aufhöhende und vor Ablation schützende Wirkung der Nachbarteilströme ergeben, dieses Phänomen tritt jedoch bei den hier verwendeten Berechnungsmethoden in gleicher Weise auch bei Einbeziehung aller Teilgletschereinzugsgebiete in Erscheinung. Bei Eisrandlagen talabwärts der Mündung des Miristi Khola in das Kali Gandaki ist der Miristi-Gletscher als Teilstrom mit dem höchsten Einzugsgebiet für die Schneegrenzberechnung heranzuziehen, weiter talaufwärts der Dhaulagiri-E-Gletscher. Das für den Miristi-Gletscher untersuchte vorzeitliche Gletscherstadium wird, wie auch die diesem zugewiesenen Moränen mit den Profilstandorten 20, 25 und 26, die Ergebnissen der Schnee-

grenzberechnung vorwegnehmend und in Übereinstimmung mit den Befunden von KUHLE (1983) nachfolgend als Stadium 0 bezeichnet. Nach gleicher Vorgehensweise wird den vier für den Dhaulagiri-E-Gletscher untersuchten vorzeitlichen Gletscherstadien, sowie den zugehörigen Moränen mit den Bodenprofilen 22, 23, 21 und 24, nachfolgend die Stadienfolge II, I, • 2 und • 1 zugewiesen. Zur Bestimmung der vorzeitlichen Schneegrenzdepressionen wurde außerdem die rezente Schneegrenze des Dhaulagiri-E-Gletschers, sowie die der zwei Hauptrückzugskomponenten des Miristi-Gletschers, d.h. des Nilgiri-S-Gletscher und des Khansar-Kan-W-Gletscher, ermittelt. Details der Schneegrenzberechnungen sind Anhang 1-4 zu entnehmen, eine graphische Aufbereitung der Ergebnisse findet sich in den Figuren 119-124.

Der rezente Dhaulagiri-E-Gletscher reicht, an einem kurzen NE-Grat unterhalb des Dhaulagiri-I-Hauptgipfels ((D) in Photo 45) ansetzend, aus 7920 m NN entlang der Dhaulagiri-I-NE-Flanke bis auf eine Höhe von 3720 m NN herab ((←) in Photo 45). Es handelt sich um einen Firnmuldengletscher, welcher in einer stark schuttbedeckten Gletscherzunge ausläuft. Das Tallängsprofil im Bereich des Gletschers lässt sich deutlich in vier Bereiche unterschiedlicher Neigungsstärke untergliedern (Figur 116). Der knapp 50° steile oberste Flankenbereich geht zwischen 6080 und 5720 m NN in ein Flachstück über, welches nur eine Neigung von 12° aufweist. Bis auf eine Höhe von 4240 m NN herab versteilt sich die Neigung der Tiefenlinie erneut auf 30°, ehe sie unterhalb von 4240 m NN im Bereich der großen Mulde unterhalb der Dhaulagiri-Tukuche-Kamms wieder auf 17° zurückgeht. Über die Methode Kuhle errechnet sich ein Schneegrenzwert von 5538 m NN. Erwartungsgemäß liegt der über die Methode Höfer ermittelte Wert (5091 m NN) darunter und der über die Methode Louis ermittelte Wert (5820 m NN) darüber (Figur 119). Durch den wiederholten Wechsel von Steil- und Flachpassagen weisen sowohl das Nähr-, als auch das Zehrgebiet einen ähnlichen mittleren Neigungswinkel auf. Der für das Nährgebiet beträgt 26,86°, der für das Zehrgebiet 23,95° (Figur 121). Die sich ergebende positive Winkeldifferenz ist daher mit 2,90° relativ gering. Dies bewirkt eine entsprechend geringe korrektive Absenkung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD, welche die infolge des steileren Nährgebiets tiefere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen simuliert. Gleichzeitig führt die trotz der Flachpassagen relativ eng kanalisierte und stark mit Schutt bedeckte Zunge im

Zehrgebiet des Gletschers aufgrund des hohen Ablationsschutzes zu einer höheren Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen. Die Verwendung von Gletschergruppe II (Tabelle 2) bewirkt über den FSD, der Wirkung der Winkeldifferenz entgegengesetzt, eine entsprechende korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze. Der aus der niedrigen Winkeldifferenz resultierende geringe Absenkungsbetrag wird durch den aus der Gletschergruppe resultierende Anhebungsbetrag überkompensiert, sodass insgesamt eine deutliche korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze um 243 m über den FSD resultiert (Figur 121). Neben der geringen Kompensierung durch die Winkeldifferenz ist der für einen rezenten Gletscher in diesem Gebiet vergleichsweise hohe absolute Korrekturbetrag auf die relativ bedeutende Gletschervertikalerstreckung von 3150 m zurückzuführen, denn der Korrekturbetrag ergibt sich aus der Multiplikation des FSD mit der Gletschervertikalen.

Während bei der Schneegrenzberechnung für den rezenten Dhaulagiri-E-Gletscher nur das direkt an den Dhaulagiri I anschließende Einzugsgebiet entlang der Dhaulagiri-NE-Flanke relevant war, wird für die Bestimmung der tieferen, vorzeitlichen Schneegrenzverläufe auch die Tukuche-SE-Flanke (unter (T) in Photo 45), sowie der die beiden Flanken verbindende Kammverlauf in das Einzugsgebiet einbezogen, da sie alle unmittelbar aneinandergrenzen und durch das Fehlen von Trenngraten und ihr Zusammenlaufen in einer zentralen Sammelmulde als Gletschereinzugsgebiet nicht zu gliedern sind. Auf eine Schneegrenzberechnung für rezente Gletscher im Bereich der Tukuche-SE-Flanke wurde verzichtet, da diese aufgrund der überwiegenden Flankenvereisung mit vereinzelt, sich temporär nach Lawinenabgängen am Wandfuß regenerierenden Gletscherzungen, eine repräsentative Bestimmung nicht zulassen. Die Bestimmung der vorzeitlichen Schneegrenzdepressionswerte erfolgt daher nur auf Basis des über den rezenten Dhaulagiri-E-Gletscher ermittelten Schneegrenzwertes von 5538 m NN. Dieser Wert für die rezente Schneegrenze zeigt eine gute Übereinstimmung mit dem von Kuhle für die Himalaja-Südabdachung in diesem Gebiet ermittelte klimatische Schneegrenze, die in 5487 m NN verläuft (KUHLE 1982a: 168).

Zur Zeit des Vergletscherungsstadiums II, des jüngsten hier berechneten Stadiums, reichte der Dhaulagiri-E-Gletscher noch mit großer Mächtigkeit über die Mündungsstufe unter der steilen Dhaulagiri-Tukuche-E-Flanke hinaus und stieß im Kali Gandaki bis zum südlichen Ende des äußerst flach verlaufen-

den Dhampus-Beckens vor (vgl. KUHLE 1983: 228). Bei einer Eisrandlage in 2400 m NN ((4) in Photo 53) ergibt sich über die Methode Kuhle eine Schneegrenzhöhe in 4553 m NN und eine Depression der Schneegrenze von 985 m (Figur 119). Die Eisrandlage des nächst älteren Stadiums I befand sich in einem, dem Dhampus-Becken folgenden, steileren und engeren Talabschnitt in 1870 m NN und wird durch eine gut erhaltene Endmoräne südlich von Ghasa dokumentiert ((▲) in Photo 52). Es resultiert unter Verwendung der Methode Kuhle ein Schneegrenzwert von 4190 m NN und eine Schneegrenzdepression von 1349 m NN (Figur 119). Die Eisrandlage des vorhergehenden Stadiums • 2 ist nicht direkt über eine Endmoräne nachzuweisen, KUHLE (1983: 226) vermutet jedoch eine Position etwa 2,5 km südlich von Ghasa bei 1750 m NN. Dies führt nach der Methode Kuhle zu einer Höhe der Schneegrenze in 4133 m NN, die Schneegrenzdepression betrug 1405 m (Figur 119). Das älteste für den Dhaulagiri-E-Gletscher betrachtete Vergletscherungsstadium • 1 ist ebenfalls nicht durch Endmoränen dokumentiert, aus der Mächtigkeit zugehöriger Ufermoränenreste bei Dana lässt sich jedoch eine Eisrandlage im Bereich der Siedlung Tatopani in etwa 1200 m NN ableiten. Nach der Methode Kuhle ergibt sich dadurch ein Schneegrenzverlauf in 3819 m NN und eine Schneegrenzdepression von 1719 m (Figur 119).

Die für den Korrekturfaktor FSD in der Methode Kuhle relevanten reliefspezifischen und gletschertypologischen Merkmale sind für alle vier untersuchten vorzeitlichen Vergletscherungsstadien II, I, • 2 und • 1 des Dhaulagiri-E-Gletschers sehr ähnlich. In allen Stadien bleibt das Nährgebiet auf den steil verlaufenden Bereich oberhalb der Einmündung in das flache Dhampus-Becken beschränkt. Der entsprechend hohe Nährgebietswinkel geht dabei mit zunehmendem Stadienalter nur leicht von 26,96° auf 23,44° zurück (Figur 121). Die Zehrgebietswinkel sind aufgrund des Vordringens in das vergleichsweise gering geneigte Kali Gandaki in allen Stadien deutlich niedriger und gehen mit zunehmendem Stadienalter nur leicht und in ähnlichem Umfang wie im Nährgebiet von 9,99° auf 5,03° zurück (Figur 121). Hierdurch ergeben sich für alle vorzeitlichen Stadien fast identische, sehr hohe positive Winkeldifferenzen zwischen 16,97° und 19,29°, welche eine deutliche korrektive Absenkung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD zu Folge haben, um die infolge der wesentlich stärkeren Neigung des Nährgebiets deutlich tiefere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen zu simulieren.

Bedingt durch die Konfluenz der Seitentalgletscher bzw. die Verengung des Talquerprofils südlich des Dhampus-Beckens ist für den Dhaulagiri-E-Gletscher während der hier betrachteten vorzeitlichen Stadien von einer deutlichen Kanalisierung und infolge der steilen Talflanken außerdem von einer starken Schuttbedeckung der Zehrgebiete auszugehen. Der resultierende Ablationsschutz führt zu einer höheren Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen, welche über einen korrektiven Anstieg der rechnerischen Schneegrenze durch Verwendung von Gletschergruppe II (Tabelle 2) über den FSD zum Ausdruck kommt. Da der Umfang der Absenkung infolge des steileren Nährgebiets und der der Anhebung infolge der kanalisierten und schuttbedeckten Gletscherzunge in den jeweiligen Stadien fast gleich groß sind, heben sie sich in ihrer Wirkung gegenseitig auf. Der endgültig aus dem FSD resultierende Korrekturbetrag ist daher angesichts der großen Gletscherausdehnung mit Werten zwischen + 19 m und – 34 m vernachlässigbar klein (Figur 121).

Bezieht man die Schneegrenzberechnung auf das Oberflächenniveau des jeweiligen Gletschers, kommt der sich daraus ergebende Flächenzuwachs des Nährgebiets in der Methode Kuhle durch eine korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze infolge des sinkenden Nähr- und steigenden Zehrgebietswinkels zum Ausdruck. Hierfür muss die Gletschermächtigkeit auf Höhe des jeweiligen Schneegrenzniveaus für die vorzeitlichen Gletscher bekannt sein. Für den vorzeitlichen Dhaulagiri-E-Gletscher betrifft dies den Steilwandbereich oberhalb des Dhampus-Beckens, für den jedoch aufgrund fehlender geomorphologischer Indizien eine Rekonstruktion der Gletschermächtigkeit nicht möglich war. Eine Korrektur der Schneegrenzwerte über die Berücksichtigung der Gletschermächtigkeit konnte daher nicht erfolgen. Aufgrund der Steilwandigkeit ist jedoch die sich ergebende Winkeldifferenzverschiebung und damit auch der Korrekturbetrag als gering einzustufen.

Da sich die reliefspezifischen Faktoren in der Methode Kuhle bezüglich ihrer Wirkung auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen bei den vorzeitlichen Stadien des Dhaulagiri-E-Gletschers gegenseitig quasi aufheben, sind die Abweichungen in den Ergebnissen der Methoden Höfer, Kuhle und Louis ausschließlich auf die sich aus der verschiedenen Definition der Gletscherobergrenze ergebenden unterschiedlichen Höhenlagen dieser Obergrenzen zurückzuführen. Erwartungsgemäß ergeben sich daher über die mittlere Kammumrah-

mung der Methode Höfer die tiefsten Schneegrenzwerte und über die maximale Gipfelhöhe der Methode Louis die höchsten Schneegrenzwerte, während die aus der mittleren Gipfelhöhe der Methode Kuhle folgenden Schneegrenzwerte dazwischen liegen (Figur 119). Umgekehrt bewirken die methodisch bedingt unterschiedlich hohen Gletscherobergrenzen in der Regel bei der Methode Höfer höhere, und bei der Methode Louis tiefere Schneegrenzdepressionsbeträge als bei der Methode Kuhle. Hier jedoch ergeben sich nach der Methode Kuhle die höchsten Schneegrenzdepressionen (Figur 119). Dass diese hohen Depressionsbeträge nicht auf die unterschiedliche Bestimmung der oberen Gletschergrenze zurückzuführen ist, zeigt ein Vergleich der Methode Kuhle-Variante-1 (Figur 120), in welcher zwar die Gletscherobergrenze der Methode Kuhle, nicht aber der FSD berücksichtigt wurde, mit den Methoden Höfer und Louis. Hier liegen die Depressionsbeträge deutlich tiefer und meist sogar näher an denen der Methode Louis als denen der Methode Höfer. Die hohen Schneegrenzdepressionsbeträge der Methode Kuhle sind vielmehr darauf zurückzuführen, dass über den FSD bei den vorzeitlichen Stadien nur geringfügige Korrekturen erfolgten, während für den rezenten Dhaulagiri-E-Gletscher eine deutliche Anhebung um 243 m resultierte. Die vergleichsweise hohen Schneegrenzdepressionsbeträge bei der Methode Kuhle sind somit die Folge einer im Vergleich zum rezenten Gletscher deutlichen Abnahme des Zehrgebietswinkels bei einem fast unverändert hohen Nährgebietswinkel, d.h. das Resultat des weiten Vordringens des Gletschers in den flacheren Talverlauf des Kali Gandaki bei gleichzeitiger Beschränkung des Nährgebiets auf das steile Seitental. Die Auswirkungen dieses extremen Reliefwechsels zwischen rezentem und vorzeitlichem Gletscher auf die Schneegrenzlage sind nur über den FSD in der Methode Kuhle zu simulieren. Den Methoden Höfer und Louis hingegen fehlt eine entsprechende Variable, weshalb insbesondere die für die Glazialchronologie entscheidenden Schneegrenzdepressionsbeträge am korrektesten über die Methode Kuhle ermittelt werden können.

Über den Dhaulagiri-E-Gletscher lassen sich somit für die hier betrachteten vorzeitlichen Stadien II, I, • 2 und • 1 Absenkungsbeträge der Schneegrenze von 985 m, 1349 m, 1405 m und 1719 m errechnen. Die für Stadium II berechnete Schneegrenzdepression von 985 m liegt etwa 100 m tiefer als der von KUHLE (1982a: 156) für dieses Gebiet rekonstruierte Betrag von 1100 m. Dies ist darauf zurückzuführen, dass für die hier durchgeführte Berechnung der

Schneegrenze in Stadium II eine Kanalisierung der Gletscherzunge im Zehrgebiet angenommen wurde, diese jedoch im südlichen Teil des Dhampus-Beckens durch dessen weitläufigen Charakter, sowie das Zurückweichen benachbarter Gletscherzungen nicht mehr in vollem Umfang bestand. Einer Zuordnung zu Stadium II kann daher trotzdem entsprochen werden. Die Schneegrenzdepressionsbeträge für die drei älteren Stadien liegen hingegen deutlich, um 200-300 m, höher als die von KUHLE (1982a: 153-155) ermittelten Werte. Eine Zuordnung zu älteren Stadien ist jedoch aufgrund des Lagebezugs der geomorphologischen Befunde auszuschließen (Kapitel 8.1). Teilweise sind für die zu hohen Schneegrenzdepressionsbeträge methodische Unzulänglichkeiten verantwortlich zu machen. Zu Beginn dieses Kapitels wurde bereits darauf hingewiesen, dass es bei der Methode Kuhle, durch die ausschließliche Ableitung der Schneegrenze aus der Höhe der Eisrandlage, der Höhe der Gletscherobergrenze sowie der Längsprofileigenschaften des Gletschers, unerheblich ist, ob man bei der Schneegrenzberechnung für ein dendritisches Gletschersystem alle Teilgletschereinzugsgebiete, oder nur das am höchsten hinaufreichende Teileinzugsgebiet berücksichtigt. Weist das dendritische Gletschersystem, wie im Kali Gandaki, jedoch ein durch das Talquerprofil eng kanalisiertes Zehrgebiet auf, bewirkt das durch die Einbeziehung aller Teilgletscher deutlich größere Eisvolumen eine wesentlich größere Gletschermächtigkeit und dadurch ein weiter talabwärts vordringendes Gletscherende. Umgekehrt ist zum Erreichen der selben Eisrandlage für das Gesamtgletschersystem eine geringere Schneegrenzdepression erforderlich als für einen isoliert betrachteten Teilgletscherstrom. Eine entsprechende Verringerung der Schneegrenzdepression durch ein verändertes Volumen-Oberflächen-Verhältnis kann jedoch mit der Methode Kuhle nicht simuliert werden und führt zu einer Überschätzung des Depressionsbetrags. Im vorliegenden Fall trifft dies allerdings nur bedingt zu, da das Zehrgebiet nur im unteren Teil eine entsprechend enge Kanalisierung erfährt, nicht aber im Bereich des Dhampus-Beckens. Die methodisch bedingt mangelnde Berücksichtigung der durch ihre Steilheit relativ kleinen Gletschernährgebiete der benachbarten Seitentalgletscher des Kali Gandaki bei der Schneegrenzberechnung kann daher die zu hohen Schneegrenzdepressionswerte nur teilweise erklären. Offensichtlich waren also die im Bereich des Durchbruchs durch den Hohen Himalaja in das Kali Gandaki vorstoßenden Seitentalgletscher aufgrund ihrer oft sehr steilen und kleinen Einzugs-

gebiete alleine nicht in der Lage, weit genug im Haupttal vorzustoßen, um die geomorphologisch belegten Eisrandlagen zu erreichen. Erst durch einen Zufluss von Eismassen über eine durch das Kali Gandaki vom tibetischen Inlandeis herabführende Gletscherzunge war dies möglich. Die geomorphologischen Befunde im unteren Kali Gandaki liefern daher in Verbindung mit den Schneegrenzberechnungen einen indirekten Hinweis auf die Existenz einer solchen Auslasszunge aus Tibet, für die KUHLE (2006: 189) jüngst zahlreiche geomorphologische Hinweise in Mustang fand. Die erhöhten Schneegrenzdepressionsbeträge sind somit nicht auf eine falsche Stadienzuordnung, sondern auf eine methodisch bedingt fehlende Berücksichtigung des Eiszuflusses aus Tibet, aber auch aus benachbarten Seitentalgletschern des Hohen Himalaja zurückzuführen. Eine Zuordnung der zugehörigen Eisrandlagen zu den Stadien I, • 2 und • 1 kann daher bestätigt werden. Die besonders deutliche Überhöhung der Schneegrenzdepression für Stadium • 1 ist dabei mit Sicherheit auf den Eiszufluß sowohl aus den lokalen Nachbargletschern als auch aus Tibet zurückzuführen, während die geringere Überhöhung in den jüngeren Stadien I und • 2 allein durch die Eiszufuhr aus den lokalen Nachbargletschern zu erklären ist. Der Auslaßgletscher des tibetischen Inlandeises kann zumindest für das jüngste Stadium I keine Rolle mehr gespielt haben, da er sich zu dieser Zeit bereits weit talaufwärts bis in Bereiche nördlich des Chiman Khola zurückgezogen hatte (vgl. Kapitel 7.1).

Der rezente Nilgiri-S-Gletscher leitet von der Ost- und Südflanke des Nilgiri-Massivs westlich des Tilicho Peak bis auf eine Höhe von 4480 m NN herab und umfasst damit die gesamte westliche Talschlusshälfte des Miristi-Khola (Figur 115). Die höchsten Gipfel im Einzugsgebiet sind der Nilgiri North (7061 m NN), der Nilgiri Central (6940 m NN), sowie der Nilgiri South (6887 m NN) ((NN), (NC), (NS) in Photo 47). Er ist als dendritischer Firnuldengletscher zu typisieren, welcher sich im Nährgebiet zu einer zentralen, schuttbedeckten Gletscherzunge vereinigt. Nach der Methode Kuhle ergibt sich eine rezente Schneegrenze in 5699 m NN, erwartungsgemäß liegt der Wert bei der Methode Höfer (5460 NN) etwas tiefer und bei der Methode Louis (5771 m NN) etwas höher (Figur 122). Der rezente Gletscher ist in seiner Ausdehnung auf die relativ steilen Talschlußflanken des Miristi Khola beschränkt und erreicht den deutlich flacheren Tiefenlinienbereich nicht mehr. Das Nährgebiet weist daher mit 26,13° eine nur etwas stärkere Neigung

auf als das Zehrgebiet mit $21,91^\circ$ (Figur 124). Aus der positiven Winkeldifferenz von $4,21^\circ$ ergibt sich eine korrektive Absenkung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD, welche die aufgrund des steileren Nährgebiets tiefere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen simuliert. Die nur gering mit Schutt bedeckte, aber kanalisierte untere Gletscherzunge bewirkt dagegen angesichts der verringerten Ablationsoberfläche eine höhere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen. Berücksichtigt über Verwendung von Gletschergruppe I (Tabelle 2) wird dies durch eine korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD simuliert. Da der Absenkungsbetrag infolge des stärker geneigten Nährgebiets wegen der geringen Winkeldifferenz kleiner ist als der Anhebungsbetrag infolge des Ablationsschutzes, resultiert letztlich ein Anhebung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD von 109 m (Figur 124). Allein durch diese korrektive Anhebung liegt der Schneegrenzwert der Methode Kuhle näher an dem nach der Methode Louis ermittelte Wert und deutlich über dem der Methode Höfer (Figur 122), denn die unterschiedliche Höhe der Gletscherobergrenze, in ihrer isolierten Wirkung unabhängig vom FSD in Kuhle-Variante-1 zu finden (Figur 123), führt zu einer leichten Ergebnisverschiebung der Methode Kuhle in Richtung der Methode Höfer.

Im rezenten Khansar-Kan-W-Gletscher vereinigen sich sämtliche Teilgletscher der östlichen Hälfte des Miristi-Khola-Talschlusses und münden in einer kanalisierten, schuttreichen Gletscherzunge, welche im Tiefenlinienniveau des Miristi Khola in 4050 m NN endet (Figur 115). Das Einzugsgebiet erstreckt sich zwischen dem Tilicho Peak (7134 m NN, (T) in Photo 113/32) im Norden und dem Annapurna I im Süden, der mit 8091 m NN die höchste Erhebung darstellt. Zwischen diesen Gipfeln liegend erreicht der Khansar Kan mit 7485 m NN ebenfalls eine Höhe von über 7000 m NN. Über die Methode Kuhle errechnet sich eine rezente Schneegrenze in 5479 m NN. Auch hier liegt dieser Wert erwartungsgemäß zwischen denen der Methoden Höfer (5466 m NN) und Louis (6071 m NN) (Figur 122). Im Gegensatz zum Nilgiri-S-Gletscher wird dabei über den reliefspezifischen FSD die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen in der Methode Kuhle abgesenkt, und zwar um 152 m (Figur 124). Verglichen mit der Situation beim Nilgiri-S-Gletscher ist beim rezenten Khansar-Kan-W-Gletscher nicht nur das Nährgebiet mit $34,24^\circ$ steiler, sondern gleichzeitig das Zehrgebiet mit $17,42^\circ$ flacher als dort. Letzteres ist darauf zurückzuführen,

dass der rezente Khansar-Kan-W-Gletscher noch das flachere Tiefenlinienniveau des Miristi Khola erreicht. Die positive Winkeldifferenz von $16,82^\circ$ ist daher deutlich größer als beim Nilgiri-S-Gletscher ($4,21^\circ$). Hieraus resultiert eine deutliche korrektive Absenkung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD, die eine sich aus der größeren Steilheit des Nährgebiets ergebende tiefere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen simuliert. Neben einer Kanalisierung, sowie der starken Schuttbedeckung des Zehrgebietes weist der rezente Khansar-Kan-W-Gletscher außerdem die Besonderheit auf, dass seine mittlere Gipfelhöhe mit 7211 m (Anhang 2) deutlich oberhalb von 7000 m NN liegt. Während die beiden erstgenannten Faktoren durch den erhöhten Ablationsschutz zu einer höheren Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen führen, resultiert aus dem sehr hohen Einzugsgebiet eine tiefere Lage der Schneegrenze. Gründe hierfür sind die extrem niedrigen Temperaturen, die geringen Niederschlagsmengen und hohen Windgeschwindigkeiten in sehr großer Höhe, die eine stark verringerte Gletscherernährung über diese höchsten Einzugsbereiche zur Folge haben (KUHLE 1988c). Die Wirkung des Ablationsschutzes dominiert jedoch, sodass insgesamt eine reduziert höhere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen resultiert. Diese wird durch eine korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze über die in den FSD eingehende Gletschergruppe III (Tabelle 2) simuliert. Die Anhebung der Schneegrenze infolge des Ablationsschutzes, sowie die infolge des sehr viel steileren Nährgebiets und der reduzierten Ernährungsleistung hohe Absenkung der Schneegrenze, führen insgesamt zu einer relativ deutlichen Absenkung der rechnerischen Schneegrenze um 152 m (Figur 124). Dadurch liegt der Schneegrenzwert der Methode Kuhle fast so tief wie der der Methode Höfer und deutlich unter dem der Methode Louis. Diese Verschiebung ist jedoch auch das Resultat der unterschiedlichen Höhe der Gletscherobergrenze, welche, in ihrer isolierten Wirkung unabhängig vom FSD in Kuhle-Variante-1 zu finden (Figur 123), für fast die Hälfte (48 %) des Verschiebungsbetrags verantwortlich zu machen ist.

Die rezente Schneegrenze des Nilgiri-S-Gletschers liegt mit 5699 m NN relativ deutlich über dem für den Khansar-Kan-W-Gletscher ermittelten Wert von 5479 m NN. Diese Differenz muss unter dem Gesichtspunkt entgegengesetzter Hauptexpositionsrichtungen der beiden Gletscher betrachtet werden (Figur 115). So erklärt sich der hohe Schneegrenzwert des Nilgiri-S-Gletschers über dessen strahlungsgüns-

tige südliche bis südöstliche Exposition und der tiefe Schneegrenzwert des Khansar-Kan-W-Gletschers über dessen strahlungsgeschützte nördliche bis nordwestliche Exposition. Um einen möglichst repräsentativen rezenten Schneegrenzwert als Bezugswert für die Bestimmung der vorzeitlichen Schneegrenzdepressionsbeträge des Miristi-Gletschers zu Verfügung zu haben, wird nachfolgend der Mittelwert aus den beiden rezenten Schneegrenzwerten verwendet. Dieser liegt bei 5589 m NN und damit nur gut 100 m höher als die rezente klimatische Schneegrenze in dieser Region, für die KUHLE (1982a: 168) eine Höhe von 5487 m NN ermittelt hat.

Die tiefste über primäre Moränendepositionen sicher rekonstruierbare Eisrandlage des Miristi-Gletschers im Kali Gandaki befindet sich im Bereich der Aul-Khola-Mündung. Die rezente Tiefenlinie liegt hier bei 960 m NN, Hinweise auf eine Talbodenverfüllung machen jedoch für den damaligen Gletscher eine Eisrandlage in 1160 m NN wahrscheinlich (KUHLE 1983: 126, 132). Da eine noch tiefere Eisrandlage geomorphologisch nicht nachweisbar, aber auch nicht auszuschließen ist, muss diese Position als maximale Höhe des Gletscherendes und die daraus errechnete Schneegrenzhöhe als Maximalwert und der Schneegrenzdepressionsbetrag als Minimalwert für den hochglazialen Miristi-Gletscher gelten. Für die hochglaziale Gletschermächtigkeit im Bereich der damaligen Schneegrenze fehlen direkte morphologische Hinweise. Die für das Zehrgebiet im Bereich der Miristi-Khola-Mündung von KUHLE (1982a: 47) rekonstruierte Mindestmächtigkeit von 680 m kann jedoch für den Gletscherkörper im Bereich der hochglazialen Schneegrenze aufgrund des dort engeren Talquerprofils ebenfalls als Mindestmächtigkeit geltend gemacht werden. Über die Methode Kuhle ergibt sich ein Verlauf der Schneegrenze in 4337 m NN und eine Absenkung der Schneegrenze um 1252 m (Figur 122). Dabei führt die reliefspezifische Korrektur über den FSD zu einer Anhebung der rechnerischen Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen um 260 m NN. Das Zehrgebiet des hochglazialen Miristi-Gletschers war ausschließlich auf die relativ flachen Taltiefenlinienbereiche des Miristi Khola und des Kali Gandaki beschränkt, sodass der niedrige Neigungswinkel von $5,49^\circ$ nicht verwundert. Angesichts der steil und hoch aufragenden Rückwände im Talschluss des Miristi Khola, liegt der Neigungswinkel des Nährgebiets mit $14,72^\circ$ jedoch überraschend tief. Der Grund hierfür ist in der Berücksichtigung der rekonstruierten Gletschermächtigkeit bei der Winkelbe-

rechnung zu suchen, denn durch den Bezug auf das ehemalige Niveau der Gletscheroberfläche reduziert sich die mittlere Neigung des Nährgebiets erheblich von $25,22^\circ$ auf $14,72^\circ$ (Figur 124). Dank der Gletscheraufhöhung schiebt sich das Nährgebiet weit über die steilen Talrückwände in den flacheren Tal-längsprofilverlauf hinaus, wodurch sich das enorme Ausmaß der Neigungsverminderung erklärt. Es ergibt sich somit eine positive Winkeldifferenz von $9,22^\circ$. Sie führt über den FSD zu einer korrektiven Absenkung der rechnerischen Schneegrenze, wodurch die infolge des steileren Nährgebiets tiefere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen simuliert wird. Aufgrund der steilen Talflanken, sowie des schmalen Talquerprofils ist von einer kanalisierten und schuttreichen Gletscherzunge auszugehen. Aufgrund des sich daraus ergebenden hohen Ablationsschutzes im Zehrgebiet des Gletschers ist die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen nach oben verschoben. Eine Verwendung von Gletschergruppe II bewirkt über den FSD eine entsprechende korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze. Die Absenkung der rechnerischen Schneegrenze über die Winkeldifferenz ist durch die Einbeziehung der Gletschermächtigkeit so stark reduziert, dass sie die Anhebung infolge des Ablationsschutzes nicht zu kompensieren vermag. Daher resultiert insgesamt eine korrektive Anhebung der rechnerischen Schneegrenze über den FSD um 260 m. Wie wichtig dabei der Bezug auf die Gletscheroberfläche ist, zeigt eine auf die rezente Taltiefenlinie bezogene Vergleichsrechnung (Figur 124). Bei sonst gleichen Ausgangsbedingungen ergäbe sich hierdurch insgesamt statt einer korrektiven Anhebung der Schneegrenze um 260 m eine Absenkung um 79 m. Sie läge somit 339 m tiefer und die Schneegrenzdepression betrüge nicht 1275 m, sondern 1614 m (Figur 122). Dieser Vergleich macht deutlich, dass von den hier verwendeten Methoden nur die Methode Kuhle für die Schneegrenzbestimmung des hochglazialen Miristi-Gletschers geeignet ist, da nur sie den Bezug auf die rekonstruierte Gletscheroberfläche erlaubt und die sich daraus ergebende immense Vergrößerung des Nährgebiets zu berücksichtigen vermag.

Ein Vergleich der Ergebnisse der Methode Kuhle mit denen der Methoden Höfer und Louis für den hochglazialen Miristi-Gletscher zeigt infolge der in gleicher Reihenfolge abnehmenden Höhe der Gletscherobergrenze erwartungsgemäß den höchsten Wert bei Louis, gefolgt von Kuhle und schließlich Höfer (Figur 122). Durch die Anhebung des Schneegrenzwertes in der Methode Kuhle über den

FSD ist dieser jedoch deutlich um über 200 m in Richtung des Wertes der Methode Louis verschoben. Aus gleichem Grund liegt der Betrag der hochglazialen Schneegrenzdepression der Methode Kuhle nicht nur unter dem der Methode Höfer, sondern sogar unter dem der Methode Louis (Figur 122). Dass diese extrem niedrige, unterhalb des Wertes der Methode Louis liegende, Schneegrenzdepression vor allem auf den FSD zurückzuführen ist, zeigt ein Vergleich mit der Methode Kuhle-Variante-1, bei der der FSD unberücksichtigt blieb. Für diese Methodenvariante ergibt sich ein deutlich höherer, über dem der Methode Louis liegender Schneegrenzdepressionsbetrag von 1533 m (Figur 123). Die sich zum Schneegrenzdepressionsbetrag der Methode Kuhle ergebende Differenz von 258 ist somit ausschließlich der Wirkung der Korrektur über den FSD zuzuschreiben.

Über die dem Hochglazial zugeordnete Eisrandlage des Miristi-Gletschers ergibt sich ein Schneegrenzdepressionsbetrag von 1252 m. Da ein noch tieferes Hinabreichen des Gletschers im Hochglazial nicht ausgeschlossen ist, handelt es sich um einen Mindestbetrag der Schneegrenzabsenkung. KUHLE (1982a: 152) rekonstruierte dagegen auf der Südabdachung des Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaja für das Hochglazial mit 1430 m eine um 178 m größere Absenkung der Schneegrenze. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass der geringere Depressionsbetrag in der vorliegenden Arbeit vor allem auf die Möglichkeit der Einbeziehung der sich durch die Eigenmächtigkeit des Gletschers vergrößernden Nährgebietsfläche in die Schneegrenzberechnung über den FSD in der Methode Kuhle zurückzuführen ist. Dies war jedoch bei den seinerzeit von KUHLE (1982a) verwendeten Methoden nicht möglich. Auf Basis der Schneegrenzberechnungen kann daher eine Zuordnung der zugehörigen Eisrandlage zum Hochglazial (Stadium 0) wahrscheinlich gemacht werden, eine Zugehörigkeit zum frühesten Spätglazial ist jedoch nicht völlig auszuschließen. Eine Ergänzung der Ernährung des hochglazialen Miristi-Gletschers durch die von für die KUHLE (2006: 189) für das Kali Gandaki nachgewiesene tibetische Auslassgletscherzunge kann in der Schneegrenzberechnung nicht direkt berücksichtigt werden. Indirekt kommt sie jedoch über die, aus der Einbeziehung der Gletschermächtigkeit in die Schneegrenzberechnung der Methode Kuhle resultierende, Verringerung des Schneegrenzdepressionsbetrages zum Ausdruck, da die große Mächtigkeit, die sich für den hochglazialen Miristi-Gletscher rekonstruieren lässt, auch auf einen Rückstau effekt infolge des Konfluenz mit der

tibetischen Gletscherzunge zurückzuführen ist.

8.3 Zusammenfassung: Zur Chronologie der Bodenprofilstandorte auf Basis der Glazialgeomorphologie und resultierender Schneegrenzberechnungen (Figur 115)

Aufgrund der im Hochglazial im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja weit talabwärts vorstoßenden Vergletscherung sind die klimatischen und geologischen Bedingungen hier so unterschiedlich, dass das Gebiet für einen pedochronologischen Vergleich in zwei Abschnitte aufgeteilt wurde. Die aus der Geomorphologie und der Schneegrenzberechnung abgeleitete Chronologie der Bodenprofilstandorte wird daher nachfolgend zunächst für die Profilstandorte 20, 21 und 22 aus dem Bereich des Dhampus-Beckens, anschließend für die Profilstandorte 23, 24, 25 und 26 aus dem Bereich südlich des Dhampus-Beckens vorgestellt.

Aufgrund der glazialgeomorphologischen Befunde und insbesondere des Lagebezugs geben sich die Akkumulationen an den Profilstandorten 20, 21 und 22 eindeutig als Moränen dreier verschiedener Vergletscherungsstadien zu erkennen. Die Schneegrenzberechnung liefert hingegen für die älteren Stadien aufgrund eines unkalkulierbaren Eiszuflusses aus benachbarten Einzugsgebieten sowie durch einen Auslassgletscher des tibetischen Inlandeises keine verlässlichen Ergebnisse. Die absolute Chronologie ist dabei zwar nicht mit Sicherheit zu belegen, die für die pedochronologische Analyse relevante relative Altersstellung ist jedoch zweifellos erwiesen. Die resultierende Zuordnung der Bodenprofile zu den Vergletscherungsstadien ist Tabelle 14 zu entnehmen.

Bodenprofil 22 wurde auf einer Moräne des Dhaulagiri-E-Gletschers im nördlichen Dhampus-Becken angelegt, welche auf den Ausläufern des Nupsan-Dada-Kamms akkumuliert wurde, der vom gegenüberliegenden Nilgiri-Massiv herableitend weit nach Westen in das Dhampus-Becken hineinragt. Aufgrund der Höhe der Moräne über dem Talboden, sowie dem Lagebezug zu weiteren glazigenen Akkumulationen im Dhampus-Becken lässt sich der Moräne eine Eisrandlage am Südrand des Dhampus-Beckens in 2400 m NN zuordnen. Die sich hieraus ergebende Schneegrenzdepression von 985 m ist zwar für eine Zuordnung zu Stadium II etwas zu gering, dies ist jedoch auf eine Überschätzung der Kanalisierung der unteren Gletscherzunge bei der Schneegrenzberechnung zurückzuführen. In Über-

einstimmung mit KUHLE (1983: 231) kann die Moräne daher Stadium II zugewiesen werden und die Bodenbildung am Standort von Profil 22 setzte entsprechend in der Endphase dieses spätglazialen Stadiums ein.

Die Bodenprofile 20 und 21 wurden auf zwei weiteren, in größerer Höhe befindlichen Moränenterrassen entlang des Nupsan-Dada-Kamms angelegt. Sie müssen daher älter als Stadium II sein. Aufgrund der aus der relativen Höhe der höchsten Moräne abzuleitenden Gletschermächtigkeit von 860-1060 m, ist in Bestätigung der Resultate von KUHLE (1983) für diese und den auf ihr befindlichen Profilstandort 20 eine Zuordnung zum Hochglazial (Stadium 0) wahrscheinlich zu machen, für die etwa 160 m tiefer gelegene Moräne mit Profilstandort 21 eine Zuordnung zu Stadium • 2. Die hochglazial gemeinsam mit dem Miristi-Gletscher gebildete Eisrandlage befand sich im Bereich der Aul-Khola-Mündung bei 1160 m NN, die des Stadiums • 2 etwa 2,5 km südlich von Ghasa in 1750 m NN. Da während dieser Stadien ein Eiszufluss durch benachbarte Einzugsgebiete und eine Auslasszunge des tibetischen Inlandeises bestand, deren Berücksichtigung bei der Schneegrenzberechnung nicht möglich war, liefern die über den Dhaulagiri-E-Gletscher ermittelten Beträge der Schneegrenzdepression keine repräsentativen Ergebnisse. Sie eignen sich daher nicht zur Überprüfung der Stadienzuordnung. Eine indirekte Bestätigung des hochglazialen Alters der höchstgelegenen Moräne liefert jedoch der für die zugehörige Eisrandlage über den Miristi-Gletscher ermittelte Schneegrenzdepressionsbetrag von 1275 m. Das Einsetzen der Bodenbildung ist daher für Bodenprofil 20 im Anschluss an das Hochglazial und für Bodenprofil 21 am Ende des frühspätglazialen Stadiums • 2 zu terminieren.

Abgeleitet aus der glazialgeomorphologischen Untersuchung lassen sich auch die Bodenprofilstandorte 23, 24, 25 und 26 eindeutig als Moränen dreier verschiedener Vergletscherungsstadien identifizieren. Aus den für die Profilstandorte 20-22 beschriebenen Gründen sind auch hier die Schneegrenzberechnungen nicht immer zur Untermauerung der absoluten chronologischen Zuordnung geeignet. Der entscheidende relative Altersbezug ist jedoch wie dort sicher abzuleiten. Die resultierende Zuordnung der Bodenprofile zu den Vergletscherungsstadien ist Tabelle 15 zu entnehmen.

Bodenprofil 26 wurde auf der am weitesten talabwärts liegenden, in primärer Lage erhaltenen Moräne des Kali Gandaki im Bereich der Aul-Khola-Mündung angelegt. Über einen mindestens bis zu

dieser Stelle in 1160 m NN vordringenden Miristi-Gletscher ergibt sich eine Absenkung der Schneegrenze von mindestens 1252 m NN. Eine Zugehörigkeit der Moräne zum Hochglazial (Stadium 0) ist danach in Übereinstimmung mit den Befunden von KUHLE (1983: 123) wahrscheinlich, ein frühspätglaziales Alter ist jedoch nicht ganz auszuschließen. Für den Vergleich mit den bodenkundlichen Analysen wird für diesen Standort von einer hochglazialen Altersstellung ausgegangen. Bodenprofil 25 wurde 13 km talaufwärts auf einer als Grundmoränenrampe des Miristi-Gletschers anzusprechenden Akkumulation im Mündungsbereich des Miristi Khola erstellt. Aufgrund der abzuleitenden Haupttalgletschermächtigkeit von 560 m ist diese Moräne eindeutig dem Hochglazial zuzuordnen. Das Einsetzen der Bodenentwicklung ist danach sowohl für Profil 25 als auch für Profil 26 im ausgehenden Hochglazial anzunehmen.

Die orographisch rechte Ufermoränenterrasse, auf welcher Bodenprofil 24 angelegt wurde, befindet sich etwa 2 km talaufwärts der Miristi-Khola-Mündung bei Dana und ist aufgrund ihrer geringen relativen Höhe bereits einem frühspätglazialen Rückzugsgletscher zuzuordnen, dessen Eisrandlage bei etwa 1200 m NN lag. Die über den Dhaulagiri-E-Gletscher ermittelte zugehörige Schneegrenzdepression ist für eine Überprüfung der Stadienzuordnung nicht geeignet, da sich aufgrund der unkalkulierbaren Eiszufuhr über benachbarte Einzugsgebiete und einen Auslassgletscher des tibetischen Inlandeises unrealistisch hohe Beträge ergeben. Aufgrund des Lagebezugs kann jedoch die von KUHLE (1983: 116) angegebene Zuordnung zu Stadium • 1 wahrscheinlich gemacht werden. Der Beginn der Bodenbildung am Profilstandort 24 ist danach mit einer frühspätglazialen Stagnationsphase im Übergang vom Hoch- zum eigentlichen Spätglazial zu korrelieren.

Bodenprofil 23 wurde auf einer Endmoräne erstellt, welche sich südlich der Siedlung Ghasa in 1870 m NN befindet. Aus den bereits bei Profilstandort 24 genannten Gründen liefert auch für dieses Stadium die berechnete Schneegrenzdepression keine verlässlichen Ergebnisse. Allerdings ist die aufgrund des Lagebezugs eindeutig dem nächst jüngeren Vergletscherungsstadium zugehörige Eisrandlage am Südende des Dhampus-Beckens über Schneegrenzberechnungen definitiv Stadium II zuzuordnen, wie im Zusammenhang mit dem diesem Stadium zugehörigen Profilstandort 22 erläutert wurde. In Bestätigung der Befunde von KUHLE (1983: 226) ist die Endmoräne daher Stadium I zuzuordnen. Die Bodenent-

wicklung setzte danach mit dem Ausklingen des frühen spätglazialen Stadiums I ein.

8.4 Beschreibung der Bodenprofile im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja

Der jüngste der drei im Bereich des Dhampus-Beckens befindlichen Profilstandorte liegt auf einer vom Dhaulagiri-E-Gletscher während des Stadiums II auf dem Westende des Nupsan-Dada-Kamms akkumulierten Moräne (Figur 115). Bodenprofil 22 wurde im zentralen, höchstgelegenen, leicht um 7° nach WNW exponierten Bereich dieser Moräne in 2960 m NN, etwa 460 m über dem rezenten Talbodenniveau, angelegt. Eine zusammenfassende Profilbeschreibung für dieses und die weiteren Profile ist den Figuren 125-131 zu entnehmen. Auf dem gut durchfeuchteten Standort finden sich hochwüchsige Gramineen, das Ausgangssubstrat besteht aus Tonschiefer, Kalkstein, Sandstein und Dolomit. Der über 80 cm mächtige Boden gliedert sich in die Horizontfolge Ah/Bv/Cv-Bv/Cv und ist als Typische Braunerde (WRB: Haplic Cambisol) anzusprechen. Einem 10 cm mächtigen Ah-Horizont folgt ein 40 cm mächtiger Bv-Horizont, welcher über einem 30 cm messenden Cv-Bv-Horizont unterhalb von 80 cm in einen Cv-Horizont übergeht. Während die Lagerungsdichte profilabwärts von 1,3-1,4 auf 1,1 und die nur mittelstarke Durchwurzelungsintensität direkt unterhalb des Ah-Horizonts auf schwache bis sehr schwache Umfänge zurückgehen, steigt der Skelettanteil von 10 auf 40 % an. Abgesehen von sehr geringen Vorkommen im Ah-Horizont ist das gesamte Profil als carbonatfrei einzustufen. Der pH-Wert schwankt im Profilverlauf nur unwesentlich zwischen 5,90 und 5,95 und der Boden ist entsprechend als mittel bis schwach sauer einzustufen. Erwartungsgemäß geht der Anteil organischer Substanz profilabwärts zurück, besonders deutlich zeigt sich dabei der Übergang vom Ah- zum Bv-Horizont mit einem Rückgang von 11,13 auf 2,72 %. Auch die heller werdende Bodenfarbe, ersichtlich über den Anstieg des Dunkelstufewertes der Bodenfarbe von 2 auf 4, bestätigt die Verringerung des organischen Anteils. Dem mit zunehmender Profiltiefe geringer werdenden Verwitterungsgrad folgend nimmt der Anteil der Sandfraktion im Feinboden von 42 auf 85 % zu und die Anteile von Schluff und Ton gehen von 51 auf 13 % bzw. von 7 auf 1 % zurück. Die abnehmende Verwitterungsintensität zeigt sich auch im Rückgang der roten Farbanteile, die durch den Wechsel des Farbtons von 10 YR in 2,5 YR zum Ausdruck kommt. Eindeutige Hinweise auf Inhomogenität oder einen Schichtwechsel innerhalb des Profils lassen sich weder über die Profilsprache im Gelände, noch über die chemischen oder granulometrischen Homogenitätsindizes erkennen (Anhang 9).

Der nächst ältere Profilstandort befindet sich in 3020 m NN auf einer sich etwas weiter östlich, in einem höheren Niveau des Nupsan-Dada-Kamms erstreckenden Mittelmoränterrassen (Figur 115), welche in Stadium • 2 zwischen der Haupttalgletscherzunge und der des Panpu-Gletschers gebildet wurde. Bodenprofil 21 (Figur 126) wurde auf einer leichten, wallförmigen Erhebung erstellt, welche den Südwestrand der großen Moränenfläche bildet. Mit einer Neigung von 3° minimal in westliche Richtung exponiert, finden sich auf dem gut durchfeuchteten und gelegentlich als Alm genutzten Standort zumeist hochwüchsige Gramineen, das Ausgangssubstrat ist aus Tonschiefer, Kalkstein, Sandstein und Dolomit zusammengesetzt. Der mehr als 100 cm tiefe Boden weist die Horizontfolge Ah/Bv/IIBv/IICv auf und entspricht einer Typischen Braunerde (WRB: Haplic Cambisol). Der Ah-Horizont ist 10 cm mächtig, darunter folgen zwischen 10 und 100 cm Bodentiefe der 40 cm umfassende Bv-Horizont, sowie der 50 cm mächtige IIBv-Horizont, ehe sich unterhalb von 100 cm der IICv-Horizont anschließt. Die Lagerungsdichte schwankt innerhalb des Profils unregelmäßig zwischen 1,3 und 1,55. Wie bei Profil 22 geht die Durchwurzelungsintensität unmittelbar unterhalb des Ah-Horizonts von mittel auf schwach zurück, während der Skelettanteil profilabwärts von 5 auf 50 % ansteigt. Außer sehr geringen Gehalten innerhalb der oberen 10 cm ist das ganze Profil carbonatfrei. Erwartungsgemäß geht der Anteil organischer Substanz profilabwärts von 10,77 auf 1,19 % zurück, während der pH-Wert dem üblichen Trend entgegengerichtet von 5,40 auf 5,09 abfällt. Abgeleitet aus den pH-Werten ist der Boden als mittel sauer zu charakterisieren. In Übereinstimmung mit der bei zunehmender Bodentiefe sinkenden Verwitterungsintensität nimmt zunächst der Anteil der Sandfraktion am Feinboden vom Ah- zum Bv-Horizont von 32 auf 50 % zu und die Anteile der Schluff- und Tonfraktion nehmen von 60 auf 46 %, sowie von 8,67 auf 3,77 % ab. Dem widersprechend sinkt jedoch vom Bv- zum IIBv-Horizont der Sandanteil wieder auf 31 % und die Anteile von Schluff und Ton steigen auf 65 und 4,89 % an. Die Bodenfarbe weist mit 10 YR im gesamten Profilverlauf den selben Farbton auf, deutlich drückt sich jedoch die, infolge der profilabwärts sinkenden Anteile organischer Substanz, zunehmend hellere Bodenfarbe in einem Anstieg des Dunkelstufewertes von 3 auf 6 aus. Die zwischen den Bv-Horizonten zu beobachtende, profilabwärts gerichtete Abnahme des pH-Wertes und des Sandan-

teils im Feinboden, sowie die Zunahme der Anteile an Schluff und Ton, erwecken den Verdacht eines möglichen Schichtwechsels bzw. einer Inhomogenität innerhalb des Profils. Bestätigt wird dieser Eindruck durch die spezifischen chemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9). So geben der leicht erhöhte Horizontgradient des Zr/Sr-Quotienten, vor allem aber der deutlich erhöhte Horizontgradient des fS/gS-Quotienten weitere Hinweise auf eine Profilinhomogenität. Der hohe Feinsandanteil von 41 % im Bv-Horizont lässt vermuten, dass dieser Horizont in Löss- bzw. Flugsandablagerungen ausgebildet ist, welche die Moräne überlagern. Es ist daher von einem Schichtwechsel an der Grenze zwischen Bv- und IIBv-Horizont auszugehen. Der Ah- und der Bv-Horizont sind danach in einer geringmächtig die Moräne überlagernden äolischen Deckschicht angelegt, der IIBv- und der IICv-Horizont in der Moräne selbst.

Der älteste Profilstandort im Dhampus-Becken befindet sich auf einer dem Hochglazial zugeordneten orographisch rechten Ufermoränenterrasse des Panpu-Gletschers (Figur 115), die weiter östlich und in noch größerer Höhe als die zuvor beschriebenen Standorte ebenfalls auf dem Nupsan-Dada-Kamm in 3340 m NN akkumuliert wurde. Der mit 8° leicht in südwestliche Richtung geneigte Standort von Bodenprofil 20 (Figur 125) ist als gut durchfeuchtet zu beschreiben, die Vegetationsdecke wird von hochwüchsigen Gramineen dominiert und das Ausgangssubstrat besteht aus Tonschiefer, Kalkstein, Sandstein und Dolomit. Der als Typische Braunerde (WRB: Haplic Cambisol) zu benennende Boden erreicht eine Mächtigkeit von über 120 cm und gliedert sich in die Horizontfolge Ah/Bv1/Bv2/Bv2-Cv. Dem mit 5 cm nur geringmächtig ausgebildeten Ah-Horizont folgen bis in 100 cm Bodentiefe der 45 cm mächtige Bv1-Horizont, sowie der 50 cm umfassende Bv2-Horizont. Darunter geht letzterer in den Bv2-Cv-Horizont über. Die Lagerungsdichte variiert innerhalb des Profils geringfügig zwischen 1,4 und 1,55, lediglich der Ah-Horizont weist einen etwas geringeren Wert von 1,2 auf. Das gesamte Profil weist eine starke bis mittlere Durchwurzelungsintensität auf und profilabwärts steigt der Skelettgehalt von 5 auf 40 % an. Der Feldbefund deutet auf allenfalls sehr geringe Carbonatanteile in den oberen 50 cm des ansonsten carbonatfreien Bodenprofils hin. Der Anteil organischer Substanz geht erwartungsgemäß profilabwärts zwischen dem Ah- und dem Bv2-Horizont von 6,77 kontinuierlich auf 1,57 % zurück. Der pH-Wert hingegen nimmt zunächst von 5,13 auf 4,62 ab, erst dann setzt ein zu

erwartender Anstieg auf einen Wert von 4,88 ein. Das Profil ist insgesamt als mittel bis stark sauer einzustufen. Die Korngrößenverteilung des Feinbodens ist in allen Horizonten nahezu identisch. Der mit zunehmender Profiltiefe abnehmenden Verwitterungsintensität folgend, nimmt dabei der Anteil der Sand- und Schlufffraktion auf Kosten des Tonanteils leicht zu. Es dominiert die Schlufffraktion mit 50-52 %, der Sandanteil schwankt zwischen 43 und 44 %, der des Tons zwischen 4 und 7 %. Anzeichen für Profilinhomogenität geben sich weder über die beschriebenen Profilcharakteristika, noch über die spezifischen chemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes zu erkennen (Anhang 9). Die hohen Anteile an fS und gU in den Horizonten, die in der Summe bei über 50 % liegen, deuten darauf hin, dass sich der gesamte Boden in einer mächtigen äolischen Deckschicht entwickelt hat, welche der Moräne aufliegt. In diesem Fall ist bei der Interpretation der pedochronologischen Resultate zu berücksichtigen, dass das Bodenalter nur mit dem Depositionsalter der äolischen Deckschicht, nicht aber mit dem der zuvor abgelagerten Moräne zu korrelieren ist. Bezüglich des Moräne selbst lässt sich daher aus dem Bodenalter nur ein Mindestalter ableiten.

Die Bodenprofile 20, 21 und 22 im Dhampus-Becken weisen als Typische Braunerden alle relativ ähnliche Profileigenschaften auf, wodurch eine Ableitung des relativen Verwitterungsgrades aus diesen allenfalls andeutungsweise möglich ist. Die geringere Mächtigkeit des Verbraunungshorizonts, sowie des Bodens insgesamt, deuten auf einen etwas geringeren Grad der Bodenentwicklung in Profil 22 hin, was mit dem aus der Geomorphologie abgeleiteten jüngeren Alter des Profilstandorts übereinstimmt. Auch der Versauerungsgrad nimmt dem steigenden Standortalter entsprechend von Profil 22 über Profil 21 zu Profil 20 zu. Eine Unterscheidung des Verwitterungsgrades der Böden über die Korngrößenverteilung ist hingegen nicht sicher möglich, da diese zusätzlich durch die unterschiedliche Zusammensetzung des glazigenen und äolischen Ausgangssubstrats gesteuert wird. Auch eine Korrelation zwischen dem Gehalt an organischer Substanz und dem Standortalter ist bei den Bodenprofilen im Dhampus-Becken nicht zu beobachten. Ein ähnliches Vegetationsvorkommen sowie übereinstimmende und ausreichend feuchte klimatische Bedingungen an den in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander befindlichen Profilstandorten bieten vergleichbare Standortbedingungen, die eine Ableitung des relativen Bodenalters aus dem Entwicklungsgrad der Böden gestatten. Lithologische Unterschiede

können jedoch angesichts der großflächigen Gletschereinzugsgebiete und der Überlagerung der Moränen mit äolischen Deckschichten als Störfaktor nicht ausgeschlossen werden. Bei der nachfolgenden Interpretation der aus den laboranalytischen Ergebnissen abgeleiteten Verwitterungsindizes ist zu berücksichtigen, dass der Boden des Profils 21 teilweise und der des Profils 20 vollständig in äolischen Deckschichten entwickelt sind, von welchen die Moränen nach ihrer Deposition überlagert worden sind.

Der jüngste der vier im Kali Gandaki südlich des Dhampus-Beckens befindlichen Bodenprofilstandorte liegt auf einer dem Vergletscherungsstadium I zugeordneten Endmoräne südlich von Ghasa in 2130 m NN (Figur 115). Befindet sich das Dhampus-Becken klimatisch gesehen noch im vergleichsweise arideren Übergangsbereich vom Himalaja-Durchbruch zur Himalaja-Südabdachung, ist das Kali Gandaki südlich des Beckens, topographisch durch eine Steilstufe von diesem abgesetzt, vollständig der niederschlagsreicheren Südabdachung zuzuordnen. In besonderem Maß gilt dies für den unmittelbar südlich an das Dhampus-Becken angrenzenden Abschnitt um Ghasa, da durch die Steilstufe zum Beckenbereich, sowie eine Richtungsänderung der Tiefenlinie, die feuchten Luftmassen aus dem Süden hier zusätzlich gestaut und zum Aufsteigen gezwungen werden. Der entsprechend gut durchfeuchtete, um 6° nach Nordosten geneigte Standort von Bodenprofil 23 (Figur 128) weist potentiell eine dichte Koniferenwaldbedeckung auf, wird jedoch als Weide genutzt und fand zuvor möglicherweise auch ackerbauliche Verwendung. Das Ausgangssubstrat setzt sich aus Tonschiefer, Kalkstein, Sandstein, Dolomit und Gneis zusammen. Der maximal 70 cm tiefe Boden weist die Horizontfolge Ah/Cv/C auf und ist als Pararendzina anzusprechen. Der Ah-Horizont ist 20 cm mächtig und geht, farblich scharf abgegrenzt, direkt in den Cv-Horizont über, welcher bis in eine Tiefe von etwa 70 cm zu verfolgen ist. Zwischen dem Ah- und dem Cv- bzw. C-Horizont sinkt die Lagerungsdichte von 1,35 auf 1,1, der Skelettanteil steigt von 15 auf über 75 % an und die Durchwurzelungsintensität geht von mittel bis stark auf schwach bzw. sehr schwach zurück. Nach dem Feldbefund folgen dem carbonatfreien Ah-Horizont ein sehr carbonatreicher Cv- und C-Horizont. Entsprechend dieser Entkalkungsgrenze steigt der pH-Wert deutlich von 5,56 (mittel sauer) im Ah- auf 6,85 (sehr schwach sauer) im Cv-Horizont an. Der farblich scharfe Übergang vom Ah- zum Cv-

Horizont, mit einem Anstieg des Dunkelstufewertes von 2 auf 5, bestätigt sich auch beim Gehalt an organischer Substanz, der sprunghaft von 11,31 auf 0,69 zurückgeht. Klare Verschiebungen vom Ah- zum Cv-Horizont sind auch in der Korngrößenverteilung des Feinbodens zu beobachten, denn der Sandanteil steigt von 49 auf 82 % an und die Anteile von Schluff und Ton sinken von 46 auf 17 % bzw. 5 auf 1 %. Trotz dieses relativ unvermittelten Übergangs zwischen dem Ah- und dem Cv-Horizont ist bei keinem der spezifischen chemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9) ein eindeutiger Hinweis für Inhomogenität oder einen Schichtwechsel innerhalb des Bodenprofils zu finden.

Der nächst ältere Profilstandort befindet sich in 1720 m NN auf einer dem Vergletscherungsstadium • 1 zugehörigen orographisch rechten Ufermoränenterrasse des Haupttalgletschers oberhalb der Einmündung des Dana Khola in das Kali Gandaki (Figur 115). Bodenprofil 24 (Figur 129) wurde 300 m über dem Talboden auf der mit 5° geringfügig nach Osten geneigten Moränenoberfläche angelegt, welche ursprünglich von hochwüchsigen Gramineen bestanden ist, heute jedoch vollständig ackerbaulicher Nutzung unterliegt. Das Ausgangssubstrat setzt sich aus Tonschiefer, Kalkstein, Sandstein, Dolomit und Gneis zusammen. Der etwa 70 cm tiefe, gut durchfeuchtete Boden weist ein Ah/Bv/Cv/C-Profil auf und ist als Typische Braunerde (WRB: Haplic Cambisol) zu bezeichnen. Dem 25 cm mächtigen Ah-Horizont schließt sich bis in 60 cm Bodentiefe der 35 cm umfassende Bv-Horizont an, welcher zunächst in den geringmächtigen Cv-Horizont und unterhalb von 70 cm schließlich in den C-Horizont übergeht. Der Boden weist überall eine geringe Lagerungsdichte von 1,1 bis 1,25 auf. Unterhalb des Ah-Horizonts steigt der Skelettanteil deutlich von 30 auf über 75 % an und die Durchwurzelungsintensität geht von stark auf schwach und sehr schwach zurück. Das Profil ist vollständig carbonatfrei. Erwartungsgemäß nimmt der Anteil organischer Substanz zwischen dem Ah- und dem Bv-Horizont von 4,78 auf 1,90 % ab und der pH-Wert steigt von 5,76 auf 6,03 an. Das Profil kann somit als mittel bis schwach sauer eingestuft werden. Die Abnahme der organischen Substanz kommt auch in der Bodenfarbe durch einen Anstieg des Dunkelstufewertes von 2 auf 4 zum Ausdruck. Entsprechend der profilabwärts zurückgehenden Verwitterungsintensität steigt zwischen Ah- und Bv-Horizont der Anteil der dominierenden Sandfraktion im Feinboden von 47 auf 56 % an, während der Schluffanteil von 49 auf 42 % sinkt

und der des Tons von 4 auf 2 %. Weder die beschriebenen Profileigenschaften noch die spezifischen chemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9) lassen eine Inhomogenität oder einen Schichtwechsel im Profil erkennen.

Bodenprofil 25 (Figur 130) wurde auf einer dem Hochglazial (Stadium 0) zugeordneten Grundmoränenrampe des Miristi-Gletschers im Mündungsbereich des Miristi Khola angelegt (Figur 115). Der Profilstandort liegt in einer Höhe von 1940 m NN, 500-560 m über dem Talboden, fällt leicht mit 6° nach Nordwesten ab und setzt sich aus Tonschiefer, Kalkstein, Sandstein, Dolomit und Gneis zusammen. Er ist gut durchfeuchtet und von hochwüchsigen Gramineen bestanden, welche sich am Rand der ansonsten ackerbaulich genutzten Moränenterrasse erhalten haben. Der über 80 cm mächtige, carbonatfreie Boden weist die Horizontfolge Ah/Bv1/Bv2/Cv auf und ist als Typische Braunerde anzusprechen. Der leicht humose Ah-Horizont ist 20 cm mächtig. Die zwei anhand der Bodenfarbe und des Skelettanteils zu differenzierenden Verbraunungshorizonte folgen zwischen 20 und 80 cm Bodentiefe, wobei der Bv1-Horizont 20 cm misst und der Bv2-Horizont 40 cm. Darunter schließt sich bis in mindestens 100 cm Bodentiefe reichend der Cv-Horizont an. Mit zunehmender Bodentiefe geht die Lagerungsdichte kontinuierlich von 1,5 auf 1,2 und die Durchwurzelungsintensität von mittel auf sehr schwach zurück, während der Skelettanteil deutlich von 10 auf 75 % ansteigt. Zwischen dem Ah- und dem Bv2-Horizont geht erwartungsgemäß der Anteil organischer Substanz von 3,51 auf 1,33 % zurück und der pH-Wert steigt bei einem insgesamt stark sauren Milieu leicht von 4,53 auf 4,74 an. Innerhalb des Feinbodens steigt der Anteil der Sandfraktion leicht von 37 auf 43 % an, während der Anteil der dominierenden Schlufffraktion von 57 auf 52 % sinkt und der des Tons von 6 auf 4 %. Der relativ hohe Schluffanteil widerspricht dabei keineswegs einer Ansprache der Akkumulation als Moräne, da aufgrund des stärkeren Zerriebs in Grundmoränen diese einen höheren Feinmaterialanteil beinhalten (KUHLE 1991b: 96). Der Ah-Horizont weist mit einem Farbton von 10 YR eine etwas stärkere Rotfärbung auf als die Unterbodenhorizonte mit einem Farbton von 2,5 Y. Der Ah- und der Bv2-Horizont sind etwas dunkler gefärbt als der Bv1-Horizont. Angesichts der Farbänderung und der deutlichen Zunahme des Skelettanteils vom Bv1- zum Bv2-Horizont ist ein Schichtwechsel nicht auszuschließen, die chemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9) können diesen Verdacht

jedoch nicht bestätigen.

Wie das zuvor beschriebene Bodenprofil 25 ist auch Profil 26 (Figur 131) auf einer hochglazialen (Stadium 0) Moräne angelegt worden. Diese befindet sich im Mündungsbereich des Aul Khola in das Kali Gandaki (Figur 115). Der Profilstandort liegt im Kambereich der Moräne in 1420 m NN, 460 m über dem Talboden und ist mit 13° nach SSW exponiert. Der gut durchfeuchtete Standort wird von immergrünem Laubwald bedeckt und das Ausgangssubstrat besteht aus Tonschiefer, Kalkstein, Sandstein, Dolomit und Gneis. Der als Typische Braunerde eingeordnete, carbonatfreie Boden ist über 80 cm mächtig und gliedert sich in die Horizontfolge Ah/Ah-Bv1/Bv2/Cv. Dem nur 5 cm mächtigen Ah-Horizont schließt sich ein 25 cm messender Ah-Bv1-Übergangshorizont an. Ab 30 cm Bodentiefe folgt diesem ein 40 cm mächtiger, heller gefärbter Bv2-Horizont, welcher unterhalb von 70 cm Bodentiefe in ein Cv-Horizont übergeht. Die Lagerungsdichte steigt von den beiden Oberbodenhorizonten zum Bv2-Horizont zunächst von 1,2 auf 1,4 an, ehe sie im Cv-Horizont wieder auf 1,3 zurückgeht. Die Durchwurzelungsintensität geht profilabwärts allmählich von stark auf schwach zurück, während der Skelettanteil von 15 auf über 75 % ansteigt. Erwartungsgemäß weisen der Ah- und der Ah-Bv1-Horizont mit 6,00 und 4,21 % die höchsten Anteile organischer Substanz auf, ehe dieser im Bv2-Horizont auf 1,87 % zurückgeht. Dies zeigt sich auch an der helleren Bodenfarbe, die über den Anstieg des Dunkelstufewertes unterhalb der Ah-Horizonte von 3 auf 4 zum Ausdruck kommt. Der mit zunehmender Profiltiefe von 4,79 leicht auf 4,32 sinkende pH-Wert könnte möglicherweise in der, einer Versauerung des Oberbodens entgegenwirkenden, Wirkung der Laubbäume als Basenpumpe begründet liegen. Aufgrund der niedrigen pH-Werte ist das gesamte Profil als stark sauer zu charakterisieren. Vom Ah- über den Ah-Bv1 zum Bv2-Horizont zeigen sich nur geringfügige Veränderungen in der Korngrößenzusammensetzung des schluffreichen Feinbodens. Dabei steigt der Anteil der Sandfraktion profilabwärts von 27 auf 30 % an, während der Anteil des Schluffs von 69 auf 67 % und der des Tons von 4 auf 3 % zurückgeht. Anzeichen für Inhomogenitäten oder einen Schichtwechsel innerhalb des Profils finden sich weder in den genannten Profileigenschaften, noch in den spezifischen chemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes (Anhang 9).

Vergleicht man die vier südlich des Dhampus-Beckens gelegenen Bodenprofile 23, 24, 25 und 26,

so lässt sich über die Profilsprache im Gelände Profil 23 deutlich von übrigen Profilen abgrenzen. Als Pararendzina ist dieses Profil geringmächtig entwickelt, weist keine Anzeichen von Verbraunung auf, ist nur bis in eine Tiefe von 20 cm entkalkt, durch vergleichsweise hohe pH-Werte gekennzeichnet, und der Feinboden ist sehr sandreich. Die Profile 24, 25 und 26 weisen hingegen als Typische Braunerden deutlich ausgeprägte Verbraunungshorizonte auf, sind wesentlich tiefgründiger entwickelt, vollständig carbonatfrei, sowie durch geringere pH-Werte und eine feinkörnigere Feinbodenzusammensetzung gekennzeichnet. Der nach der glazialgeomorphologischen Untersuchung jüngste Standort weist danach mit Profil 23 auch die am geringsten entwickelte, jüngste Bodenbildung auf. Allerdings ist der Entwicklungsgrad des Bodens angesichts des immerhin früh-spätglazialen Alters der Moräne und der relativ hohen Niederschläge als zu niedrig zu bewerten. Insbesondere die geringe Bodenmächtigkeit und die nahe der Geländeoberfläche liegende Entkalkungsgrenze deuten darauf hin. Vermutlich entstand der Boden erst lange Zeit nach der Ablagerung der Moräne im Anschluss an natürliche Erosionsprozesse oder anthropogene Umgestaltung der Geländeoberfläche. Eine Überlagerung durch lokalen Hangschutt im Vorfeld der Bodenbildung ist hingegen auszuschließen, da in diesem Bereich kein carbonathaltiges Gestein ansteht. Eine genauere chronologische Untergliederung der drei älteren Bodenprofile 24, 25 und 26 ist über die Profilsprache nicht eindeutig möglich. So ist beispielsweise ein Bezug zwischen Humusgehalt und Bodenalter nicht zu erkennen. Tendenziell weisen jedoch die grobkörnigere Zusammensetzung des Feinbodens und der höhere pH-Wert Profil 24 als jüngeren Boden aus, was die glazialgeomorphologischen Befunde bestätigen würde. Allerdings sind diese Indikatoren nicht sehr verlässlich, da sie auch das Resultat einer lithologisch unterschiedlichen Zusammensetzung der Ausgangssubstrate sein können. Insbesondere durch die enorme Einzugsgebietserweiterung infolge der Konfluenz der Gletscherteilströme aus dem Miristi Khola und dem Kali Gandaki einschließlich des Zustroms aus Tibet (vgl. KUHLE (2006: 189), sowie der sehr weit talabwärts vorstoßenden Gletscher sind Abweichungen der Lithologie in Abhängigkeit der Lokalität und Stadienzuordnung der Moränen sehr wahrscheinlich. Außerdem unterscheidet sich die Korngrößenzusammensetzung des Ausgangssubstrats auch in Abhängigkeit vom Morärentyp. So ist die relativ feinkörnige Zusammensetzung des Feinbodens in Profil 25 auch auf den stär-

keren Zerrieb des hier deponierten Grundmoränenmaterials im Vergleich zu dem von Ufer- und Endmoränen zurückzuführen (KUHLE 1991b: 96). Aufgrund der variierenden Ausgangssubstratlithologie ist somit eine Ableitung des relativen Bodenalters aus den Profileigenschaften, aber auch aus den spezifischen laboranalytischen Verwitterungsindizes, nicht mit Gewissheit möglich. Dieses Bodenalter mit dem Akkumulationsalter der Moränen zu korrelieren ist allerdings noch gewagter, da aufgrund der extremen Reliefenergie, der relativ hohen Niederschläge, sowie des starken anthropogenen Einflusses südlich des Dhampus-Beckens eine hierfür nötige ungestörte Bodenbildung bezweifelt werden muss.

8.5 Ergebnisse der Verwitterungsindizes für die Bodenprofile im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja

Um den relativen Verwitterungsgrad der Böden im Kali Gandaki südlich des hohen Himalaja genauer einschätzen zu können, werden die auf der Grundlage laboranalytischer Befunde erstellten chemischen und granulometrischen Verwitterungsindizes unter Berücksichtigung der Hauptverwitterungszone der Böden miteinander verglichen. Die Hauptverwitterungszone gibt sich durch den höchsten Anteil kristalliner pedogener Fe-Oxide am Gesamteisengehalt (Fe_{d-o}/Fe_t) innerhalb des Profils zu erkennen. Ein Vergleich anhand der Profilmittelwerte führt meist zu ähnlichen Ergebnissen und wird daher nur im Ausnahmefall näher diskutiert.

Betrachtet man zunächst die Profile im Bereich des Dhampus-Beckens, so ist bei Profil 22 die Hauptverwitterungszone eindeutig im Ah-Horizont und bei Profil 20 im Bv2-Horizont zu finden. Für Profil 20 gilt es dabei zu berücksichtigen, dass sich der gesamte Boden hier nicht in der Moräne, sondern in einer jüngeren, diese Moräne überlagernden äolischen Deckschicht entwickelt hat. Profil 21 weist die Besonderheit eines Schichtwechsels auf, sodass die oberen 50 cm in einer äolischen Deckschicht, die tieferen Horizonte hingegen im Substrat der Moräne ausgebildet sind. Die Hauptverwitterungszone des gesamten Profils befindet sich eindeutig im IIBv-Horizont der Moräne. Dies deutet darauf hin, dass sich bereits vor der Ablagerung der Deckschicht in der Moräne ein Boden entwickelte und dieser Prozess aufgrund der geringen Mächtigkeit der Deckschicht durch dessen Akkumulation nicht unterbrochen oder beendet wurde, sondern gemeinsam mit der in der Deckschicht einsetzenden Bodenbildung

bis heute fortschreitet. Der in der Moräne entwickelte IIBv-Horizont ist somit trotz der Deckschichtüberlagerung zur Relativdatierung der Moräne geeignet. Die Hauptverwitterungszone des nur in der Deckschicht entwickelten Profilabschnitts von Profil 21 befindet sich im Bv-Horizont. Dessen Ergebnisse werden denen der übrigen Böden ebenfalls gegenübergestellt, um hieraus das relative Ablagerungsalter der Deckschicht abschätzen zu können.

Für die vier südlich des Dhampus-Beckens erstellten Bodenprofile 23, 24, 25 und 26 ist die Zuordnung der Hauptverwitterungszonen über die (Fe_{d-o}/Fe_t) -Werte eindeutig möglich. Bei Profil 23 befindet sich diese im Ah-Horizont, bei Profil 24 im Bv-Horizont und bei den Profilen 25 und 26 jeweils im Bv2-Horizont. Für einen Schichtwechsel finden sich bei keinem der vier Profile eindeutige Hinweise. In Profil 25 ist jedoch eine äolische Deckschicht nicht ganz auszuschließen. In diesem Fall wären der Ah- und der Bv-Horizont in dieser Deckschicht entwickelt, der Bv2-Horizont hingegen in der Moräne. Die äolische Deckschicht wäre jedoch mit 40 cm ähnlich wie bei Profil 21 zu geringmächtig, um die Bodenentwicklung in der Moräne nachhaltig zu stören, was auch durch die Lage der Hauptverwitterungszone im unterhalb der vermeintlichen Deckschicht befindlichen Bv2-Horizont Bestätigung findet. Für die Ableitung der Relativdatierung der Moräne aus dem Bodenalter ist es daher unerheblich, ob das Profil vollständig in der Moräne entwickelt ist oder der obere Profilabschnitt in einer äolischen Deckschicht.

8.5.1 Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes

Die Ergebnisse der Verwitterungsindizes, welche auf der sich infolge der elementspezifischen Lösungs- und Verlagerungsprozesse ändernden Gesamtelementzusammensetzung basieren, sind für die Profile 20, 21 und 22 im Dhampus-Becken, sowie die südlich des Beckens befindlichen Profile 23, 24, 25 und 26 in Anhang 5 aufgeführt, ein Vergleich der Ergebnisse der Hauptverwitterungszonen bzw. Profilmittelwerte mit dem glazialgeomorphologisch ermittelten Moränenalter ist den Figuren 132-140 (Profile 20-22) und 141-149 (Profile 23-26) zu entnehmen. Die mit „*“ gekennzeichneten Ergebnisse für die äolischen Deckschichten wurden dabei ebenfalls dem Moränenalter des jeweiligen Standorts zugeordnet, welches als maximales Alter der Deck-

schichten zu verstehen ist.

8.5.1.1 Die Bodenprofile 20, 21 und 22 im Bereich des Dhampus-Beckens

Bei der Mehrheit der Verwitterungsindizes, und ganz besonders bei solchen Indikatoren, die eine größere Zahl von Elementen miteinander vergleichen und dadurch eine höhere Zuverlässigkeit erwarten lassen, zeigt sich ein einheitliches Bild bezüglich des relativen Verwitterungsgrads der Böden. Dies gilt für die Indizes MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V , V_i (Figuren 132a-e), NKCM/A, CIA (mit und ohne carbonatischem Ca), CIW, FA/S, S/AFT (Figuren 133a-f), Fe_2O_3/CaO , K_2O/Na_2O (Figuren 135a-b), $(Zr/P_2O_5)*10$, Ba/Sr (Figuren 136a-b), Factor 1 (Figur 137a), $(SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3)$, Term 1 und 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981) (Figuren 138a-b), die Summen aus $(MgO+CaO+Na_2O+K_2O)$ und $(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ innerhalb des CMKN-AF-S-Dreiecksdiagramms (Figur 139a), die Summe $(Fe_2O_3+Al_2O_3+SiO_2)$ innerhalb des CM-KN-SAF-Dreiecksdiagramms (Figur 139b), sowie Al_2O_3 und die Summe $(CaO+Na_2O)$ innerhalb des A-CN-K-Dreiecksdiagramms (mit und ohne carbonatischem Ca) (Figuren 139c-d). Der in der Moräne entwickelte Profilabschnitt von Profil 21 ist danach am stärksten verwittert, das vollständig in der Moräne entwickelte Profil 22 am geringsten. Das relative Moränenalter der Standorte 21 und 22 wird also durch das aus dem Verwitterungsgrad der Böden abzuleitende Bodenalter korrekt angezeigt. Die in den äolischen Deckschichten entwickelten Böden ordnen sich zwischen diesen ein, wobei Profil 20 eine intensivere Verwitterung aufweist als der in der äolischen Deckschicht entwickelte Profilabschnitt von Profil 21. Bezüglich der Ablagerung der äolischen Deckschichten ergibt sich daraus folgender chronologischer Ablauf. Die Moräne an Profilstandort 21 wurde in Vergletscherungsstadium • 2 akkumuliert. Danach entstand zunächst die äolische Deckschicht auf der hochglazialen Moräne an Profilstandort 20, später die äolische Deckschicht an Profilstandort 21. Die Deposition beider äolischer Deckschichten geschah dabei vor Vergletscherungsstadium II, in welchem die Moräne an Profilstandort 22 abgelagert wurde.

Fast alle anderen Indizes zeigen nur eine leichte Abweichung von diesem Verteilungsmuster, wodurch es zu einer Über- bzw. Unterschätzung des Bodenalters in der äolischen Deckschicht von Profil 21 kommt. Hierzu gehören die Indizes Na_2O/Al_2O_3 ,

$\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, MgO/TiO_2 (Figuren 134a, c-f), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Figuren 135d-e), Rb/Sr (Figur 136c), WI(P) (Figur 137b), die Summen ($\text{MgO}+\text{CaO}$) und ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) innerhalb des CM-KN-SAF-Dreiecksdiagramms (Figur 139b). Der Grund für die Abweichungen ist in der lithologisch unterschiedlichen Zusammensetzung der Ausgangssubstrate zu suchen. Treten Na, bzw. K in den Verwitterungsindizes als maßgebliche Indikatoren für Mobilität in Erscheinung, führt dies zu einer Unterschätzung des Bodeanalters in der äolische Deckschicht von Profil 21. Kommt hingegen Mg als maßgeblicher Indikator für Mobilität oder Rb als Indikator für Immobilität zum Einsatz, ergibt sich ein zu hohes Bodentalter. Dies ist darauf zurückzuführen, dass bereits das äolische Ausgangssubstrat in Profil 21 verglichen mit den anderen Ausgangssubstraten relativ hohe Anteile Na, K und Rb sowie geringe Anteile Mg enthält. Die Indizes $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ reagieren generell empfindlich auf Unterschiede in der Ausgangssubstratzusammensetzung. Dies liegt daran, dass das hier als Indikator für Mobilität eingesetzte Si nur eine geringfügig höhere Mobilität aufweist als Al und Fe und der Indexwert dadurch verwitterungsbedingt nur leichten Veränderungen unterliegt, welche schon durch geringe Unterschiede im Ausgangssubstrat überlagert werden können. Die Beeinflussung der Verwitterungsindizes durch kleinräumige Ausgangssubstratheterogenitäten kann durch die Verwendung von Profilmittelwerten gelegentlich verringert werden. Dies bestätigt sich bei den Indizes $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$, aus denen sich über einen Vergleich der Profilmittelwerte (Figuren 140a-c) ein korrektes Bodentalter auch für den in der äolischen Deckschicht des Profils 21 entwickelten Boden ableiten lässt.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die auf Basis der Gesamtelementanalyse erstellten Verwitterungsindizes zur Relativdatierung der Böden im Dhampus-Becken sehr gut geeignet sind. Dem Moränenalter entsprechend gibt sich Profil 21 im Vergleich zu Profil 22 eindeutig als ältere Bodenbildung zu erkennen. Für die äolischen Deckschichten an den Profilstandorten 20 und 21 lässt sich aus dem Grad der Bodenverwitterung ableiten, dass diese nach der Ablagerung der Moräne an Profilstandort 21, jedoch vor der Ablagerung der Moräne an Profilstandort 22 entstanden sein müssen. Die Deckschicht an Profilstandort 20 wurde dabei vor derjenigen an Profilstandort 21 abgelagert. Am besten eignen sich Verwitterungsindizes, welche Elementgruppen unterschiedlicher Mobilität miteinander vergleichen.

Bei Vergleichen weniger bzw. einzelner Elemente erweisen sich infolge leichter Heterogenitäten in der lithologischen Zusammensetzung der Ausgangssubstrate die Elemente Na, K und Mg nur bedingt als Indikatoren für Mobilität. Gleiches gilt für Rb als Indikator für Immobilität. Die Indizes $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ ändern sich nur geringfügig infolge der Verwitterung, ihr Aussagewert wird daher ebenfalls durch die Ausgangssubstratheterogenität beeinträchtigt.

8.5.1.2 Die Bodenprofile 23, 24, 25 und 26 südlich des Dhampus-Beckens

Für die Bodenprofile südlich des Dhampus-Beckens zeigt sich nur bei wenigen Verwitterungsindizes eine völlige Übereinstimmung des aus ihnen abgeleiteten Verwitterungsgrades mit dem Standortalter der Profile. Das gilt für die Indizes MWPI, NKCM/AFT, V_i (Figur 141a-b, e), NKCM/A, CIA (mit Gesamt-Ca) (Figuren 142a, c), CaO/MgO (Figur 144c), ($\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$), Term 1 nach KRONBERG & NESBITT (1981) (Figuren 147a-b), sowie die Summe ($\text{MgO}+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) innerhalb des CMKN-AF-S-Dreiecksdiagramms (Figur 148a), die Summen ($\text{MgO}+\text{CaO}$) und ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2$) innerhalb des CM-KN-SAF-Dreiecksdiagramms (Figur 148b) und Al_2O_3 innerhalb des A-CN-K-Dreiecksdiagramms (mit Gesamt-Ca) (Figur 148d). Außerdem ergeben sich bei Betrachtung der Profilmittelwerte korrekte Ergebnisse bei V und WI(P) (Figuren 149a-b). Auch hier sind also überwiegend solche Indizes gut geeignet, welche eine größere Zahl von Elementen enthalten und dadurch weniger anfällig auf Ausgangssubstratheterogenität reagieren.

Eine große Gruppe von Verwitterungsindizes führt zu einer Überschätzung des Verwitterungsgrades von Profil 23. Dies gilt für den Feng-Index (Figur 141c), FA/S, S/AFT (Figuren 142e-f), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, MgO/TiO_2 (Figuren 143b, d-f), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Figuren 144d-e), $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ (Figur 145a), Factor 1, WI(P) (Figuren 146a-b), ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), Term 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981) (Figuren 147a-b), sowie die Summe ($\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$) und SiO_2 innerhalb des CMKN-AF-S-Dreiecksdiagramms (Figur 148a), die Summe ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) innerhalb des CM-KN-SAF-Dreiecksdiagramms (Figur 148b) und K_2O innerhalb des A-CN-K-Dreiecksdiagramms (mit und ohne carbonatischem Ca) (Figur 148c-d). Bereits bei der Profilsprache war festzustellen, dass sich das Ausgangssubstrat an Profilstandort 23 relativ deut-

lich von dem an den Vergleichsstandorten unterscheidet. U.a. enthält es auf Kosten silikatischer Gesteine höhere Anteile an Kalkstein, wodurch die Ca-Anteile an der Gesamtelementmenge erhöht und die Si-Anteile verringert sind. Außerdem sind auch K und Mg in geringerem Umfang vertreten. Geht Ca als Indikator für Mobilität in die Verwitterungsindizes mit ein, so führt der unabhängig von Verwitterungsprozessen aufgrund der Ausgangssubstratzusammensetzung erhöhte Ca-Anteil zu einer Unterschätzung des Verwitterungsgrades von Profil 23. Dieser Fehler hat jedoch keine Auswirkung auf die Relativdatierung der Böden südlich des Dhampus-Beckens, da sich Profil 23 ohnehin am jüngsten Profilstandort befindet. Dies betrifft einen Großteil der Indizes, welche zu Beginn dieses Kapitels mit dem Hinweis auf eine korrekte Wiedergabe des relativen Verwitterungsgrades aufgeführt wurden. Die danach genannten Indizes, welche den relativen Verwitterungsgrad von Profil 23 falsch wiedergeben, sind hingegen dadurch gekennzeichnet, dass Ca nicht als Indikator für Mobilität Verwendung findet, dafür aber bei fast allen die Elemente K, Mg oder Si. Da diese letztgenannten Elemente wie erwähnt unabhängig vom Grad der Verwitterung aufgrund der Ausgangssubstratzusammensetzung bei Profil 23 in geringerem Umfang enthalten sind, führt dies zu einer Überschätzung des relativen Verwitterungsgrades von Profil 23. Beim Feng-Index (Figur 141c), sowie dem Anteil von K innerhalb des A-CN-K-Dreiecksdiagramms (ohne carbonatisches Ca) (Figur 148c) kommt es zu einer Überschätzung des Verwitterungsgrades von Profil 23, obwohl diese speziell für den Vergleich von Böden aus unterschiedlich carbonathaltigen Ausgangssubstraten konzipiert sind, indem hier einerseits komplett auf die Verwendung von Ca verzichtet wird, indem dessen Anteil von der Gesamtelementmenge abgezogen und anteilmäßig auf die übrigen Elemente verteilt wird (FENG 1997: 536) und andererseits der carbonatische Ca-Anteil rechnerisch ermittelt und abgezogen wird (MCLENNAN 1993: 297).

Eine dritte Gruppe von Indizes führt bei Profil 25 zu einer Unterschätzung des relativen Verwitterungsgrades. Das trifft auf V (Figur 141d), CIA (ohne carbonatisches Ca), CIW, FA/S, S/AFT (Figuren 142b, d-f), $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (Figuren 143a, c), $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Figuren 144a, e), sowie die Summe ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) innerhalb des CMKN-AF-S-Dreiecksdiagramms (Figur 148a), Al_2O_3 und die Summe ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$) innerhalb des A-CN-K-Dreiecksdiagramms (ohne carbonatisches Ca) (Figur 148c) und die Summe ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$) innerhalb des A-

CN-K-Dreiecksdiagramms (mit Gesamt-Ca) (Figur 148d). Vermutlich ist auch dies auf lithologisch unterschiedlich zusammengesetzte Ausgangssubstrate zurückzuführen. Gerade für den Profilstandort 25 ist dies wahrscheinlich zu machen, da die hier untersuchte Moräne im Gegensatz zu den anderen ausschließlich dem Miristi-Gletscher und dessen Einzugsgebiet zuzuordnen ist. Aber auch infolge des Transportmechanismus unterscheidet sich das Moränensubstrat an Profilstandort 25 von dem der anderen Standorte. Während die Ufer- und Endmoränen an den anderen Standorten über die Obermoränen Materialzufuhr aus allen an das Gletschersystem angeschlossenen Talbereichen erhielten, ist die Grundmoräne an Profilstandort 25 vornehmlich aus Material aufgebaut, welches im unmittelbaren Gletschernährgebiet ansteht.

Neben einer Überschätzung des Verwitterungsgrades von Profil 23 beim Index $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ (Figur 145a) geben auch die beiden anderen, auf Spurenelementen beruhenden Verwitterungsindizes Ba/Sr und Rb/Sr (Figuren 145b-c) den relativen Verwitterungsgrad der Böden nicht korrekt wieder. Auch bei vielen der zuvor behandelten Nachbargebiete ist dies zu beobachten und kann auf die geringen Anteile der Spurenelemente zurückgeführt werden, welche oft nahe der Nachweisgrenze liegen und daher eine geringere Toleranz gegen Messungenauigkeiten aufweisen.

Aufgrund der unterschiedlichen Zusammensetzung des Ausgangsmaterials an den jeweiligen Standorten eignen sich die auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes nicht gut zur Relativdatierung der Böden im Kali Gandaki südlich des Dhampus-Beckens. Einige Indizes, welche jeweils eine größere Gruppe von Elementen einschließlich Ca beinhalten, geben zwar den relativen Verwitterungsgrad korrekt wieder, was jedoch eher mit einer zufälligen Koinzidenz der Elementzusammensetzungen der Ausgangssubstrate mit einer aus der Verwitterung resultierenden Verschiebung dergleichen zusammenhängen dürfte. Offenkundig sind die Unterschiede in der Ausgangssubstratzusammensetzung vor allem bei den Profilen 23 und 25, für die sich bei einer großen Zahl von Verwitterungsindizes eine Über- bzw. Unterschätzung des relativen Verwitterungsgrades und daraus abgeleiteten Bodenalters ergibt. Für Profilstandort 23 sind hauptsächlich der unabhängig vom Verwitterungsprozess erhöhte Anteil an Ca und reduzierte Anteil an K, Mg und Si hierfür verantwortlich zu machen.

8.5.2 Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide und der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes

Die Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide bzw. auf der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes für die Profile 20, 21 und 22 im Dhampus-Becken und die Profile 23, 24, 25 und 26 südlich des Dhampus-Beckens sind Anhang 6 zu entnehmen. Die Figuren 150-153 (Profile 20-22) und 154-156 (Profile 23-26) zeigen einen Vergleich der Ergebnisse der Hauptverwitterungshorizonte bzw. Profilmittelwerte mit dem geomorphologisch ermittelten Vergletscherungsstadienalter der Moränenstandorte. Die mit „*“ gekennzeichneten Ergebnisse für die äolischen Deckschichten wurden dabei ebenfalls dem Moränenalter des jeweiligen Standorts zugeordnet, welches als maximales Alter der Deckschichten zu verstehen ist.

8.5.2.1 Die Bodenprofile 20, 21 und 22 im Bereich des Dhampus-Beckens

In Übereinstimmung mit den geomorphologischen Befunden und dem aus den auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes (Kapitel 8.5.1.1) abgeleiteten Relativalter der äolischen Deckschichten, zeigen fast alle auf Basis der pedogenen Fe-Oxide erstellten Indizes den höchsten Verwitterungsgrad bzw. das höchste Bodenalter für den in der Moräne entwickelten Profilabschnitt von Profil 21 an, gefolgt von dem vollständig in einer äolischen Deckschicht entwickelten Profil 20 und schließlich dem in der äolischen Deckschicht entwickelten Profilabschnitt von Profil 21. Lediglich für das in der jüngsten Moräne entwickelte Profil 22 ergibt sich eine Überschätzung des Verwitterungsgrads bzw. Bodenalters. Dies gilt für den Anteil der amorphen pedogener Fe-Oxide an der Gesamtmenge der pedogenen Fe-Oxide Fe_o/Fe_d (Figur 150a), den Anteil der pedogenen Fe-Oxide am Gesamteisen Fe_d/Fe_t (Figur 150b), sowie den Prozentanteilen des silikatischen Fe (Fe_{t-d}) und der kristallinen pedogenen Fe-Oxide (Fe_{d-o}) am Gesamteisen (Fe_{t-d}/Fe_t und Fe_{d-o}/Fe_t) (Figur 152a). Der Grund für die Überschätzung des Verwitterungsgrads von Profil 22 ist in der unterschiedlichen Lage der Hauptverwitterungszone innerhalb der Bodenprofile zu suchen. Während diese sich in allen anderen Profilen in den Bv-Horizonten befindet, liegt sie bei Profil 22 im Ah-Horizont. Unter den Vergleichshorizonten weist Profil 22 daher mit Abstand die höchsten Anteile

organischer Substanz auf. Bei der Extraktion der pedogenen Fe-Oxidfraktionen werden ungewollt auch organische Bestandteile gelöst, was bei Profil 22 aufgrund des hohen Humusgehaltes zu einer deutlichen Überschätzung der pedogenen Fe-Oxidmengen und damit des Verwitterungsgrades führt. Betrachtet man statt der Hauptverwitterungshorizonte die Profilmittelwerte, wird eine ungleiche Beeinflussung über die Humusgehalte vermieden und die genannten Verwitterungsindizes geben auch für Profil 22 den relativen Verwitterungsgrad bzw. das relative Bodenalter korrekt wieder (Figuren 151a-b, 152b). Der Prozentanteil amorpher pedogener Oxide am Gesamteisen (Fe_o/Fe_t) (Figur 152a) lässt hingegen keinen Zusammenhang zwischen dem aus ihm abgeleiteten Verwitterungsgrad und dem Standortalter erkennen. Ähnliches war bereits bei den Böden im Umfeld der Nilgiri-W-Abdachung zu beobachten (Kapitel 7.5.2). Da der Gehalt an Fe_o beim Verwitterungsprozess zunächst ansteigt, im weiteren Verlauf jedoch wieder sinkt (vgl. BÄUMLER et al. 2002: 467), ist ein nur aus dieser Fraktion abgeleiteter Verwitterungsindex nicht sehr zuverlässig. Außerdem können bei der Extraktion von Fe_o fälschlicherweise auch Magnetit, leicht lösliche silikatische Minerale oder metallorganische Komplexe gelöst werden (MCKEAGUE & DAY 1966: 19, BARIL 1967: 261).

Die aus den pedogenen Al-Oxiden abgeleiteten Verwitterungsindizes Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d (Figuren 150c-d), sowie die Farbindizes (Figuren 153a-b) lassen ebenfalls keinen Zusammenhang zwischen dem aus ihnen abzuleitenden Verwitterungsgrad der Böden und dem Standortalter erkennen. Da die Bildung pedogener Al-Oxide erst bei sehr alten Böden in nennenswertem Umfang einsetzt (vgl. FITZE 1982: 284), sind deren Gehalte bei den hier untersuchten Böden noch zu gering, um aus ihnen den Verwitterungszustand verlässlich ablesen zu können. Die Bodenfarbe stellt in Relation zu den chemischen Analysen ein vergleichsweise grobes Hilfsmittel dar, welches nur bei sehr deutlichen Altersunterschieden der Böden eine eindeutige relativchronologische Gliederung erlaubt. Im vorliegenden Fall ist das Alter bzw. der Entwicklungsgrad der Böden hierfür nicht ausreichend verschieden. Bei einem Vergleich des Alexander-Farbindex und des CDE fällt auf, dass Profil 22 nach erstgenanntem (Figur 153a) am stärksten verwittert erscheint, nach letztgenanntem (Figur 153b) hingegen korrekterweise am geringsten verwittert. Ähnlich wie bei den pedogenen Fe-Oxiden führt beim Alexander-Farbindex der hohe Humusgehalt zu einer Überschätzung des Verwite-

rungsgrads von Profil 22. Der Farbindex CDE hingegen verzichtet bewusst auf eine Einbeziehung des vornehmlich über den Humusgehalt gesteuerten Dunkelstufewertes (vgl. BUNTLEY 1965) und ermöglicht dadurch eine korrekte Wiedergabe des relativen Verwitterungsgrades. Hier zeigt sich eindeutig der Vorteil des CDE gegenüber dem Alexander-Farbindex.

Zusammengefasst ist den auf Basis der pedogenen Fe-Oxide erstellten Verwitterungsindizes eine gute Eignung für die Relativdatierung der Böden im Dhampus-Becken zu bescheinigen. Profil 22 lässt sich dabei jedoch nur durch Verwendung der Profilmittelwerte korrekt einordnen, da der Hauptverwitterungshorizont vergleichsweise sehr viele Humusbestandteile aufweist, welche teilweise bei der Extraktion der pedogenen Fe-Oxide mitgelöst werden. Die hierdurch fälschlicherweise erhöhten pedogenen Oxidwerte führen zu einer Überschätzung des Bodenalters von Profil 22. Nur der Index Fe_o/Fe_t gibt den relativen Verwitterungsgrad der Böden falsch wieder, was auf den Umschwung von einer Zunahme zu einer Abnahme der Fe_o -Gehalte während des Verwitterungsprozesses, sowie das nicht ausreichend selektive Fe_o -Extraktionsverfahren zurückzuführen ist. Aufgrund des relativ jungen Alterniveaus der Böden enthalten diese generell nur geringe Mengen pedogener Al-Oxide. Eine aus diesen abgeleitete Relativdatierung erlaubt daher keine verlässlichen Resultate. Auch die vergleichsweise grobe Relativdatierung über Farbindizes liefert keine zufriedenstellenden Ergebnisse, da die Altersunterschiede der untersuchten Böden hierfür nicht groß genug sind.

8.5.2.2 Die Bodenprofile 23, 24, 25 und 26 südlich des Dhampus-Beckens

Die aus den Anteilen pedogener Fe- und Al-Oxide abgeleiteten Verwitterungsindizes geben das aus den geomorphologischen Befunden abgeleitete Standortalter nur sehr ungenügend wieder. Zwar bestätigt ein in Relation zu Profil 25 geringerer Verwitterungsgrad von Profil 24 bei allen Indizes das jüngere Alter von Profilstandort 24, gleichzeitig kommt es jedoch überall entweder zu einer Überschätzung des Standortalters von Profil 23 oder einer Unterschätzung des Standortalters von Profil 26. Eine Fehleinschätzung beider Profile erfolgt beim Anteil der amorphen pedogenen Fe-Oxide an der Gesamtmenge pedogener Fe-Oxide Fe_o/Fe_d (Figur 154a), sowie den Prozentanteilen einerseits der kristallinen und andererseits der amorphen pedogenen Fe-Oxide an der Ge-

samteisenmenge Fe_{d-o}/Fe_t und Fe_o/Fe_t (Figur 155). Eine Überschätzung des Standortalters von Profil 23 ergibt sich außerdem beim Anteil der pedogenen Al-Oxide an der Gesamtaluminiummenge Al_d/Al_t und dem Verhältnis der pedogenen Al-Oxide zu den pedogenen Fe-Oxiden Al_d/Fe_d (Figur 154c-d), eine Unterschätzung des Standortalters von Profil 26 bei den Anteilen einerseits der pedogener Fe-Oxide und andererseits des silikatischen Fe an der Gesamteisenmenge Fe_d/Fe_t (Figur 154b) und Fe_{t-d}/Fe_t (als Prozentanteil) (Figur 155).

Die Überschätzung des Verwitterungsgrades bzw. Standortalters von Profil 23 ist auf den deutlich höheren Anteil organischer Substanz im Hauptverwitterungshorizont dieses Profils zurückzuführen, der bei über 11 % liegt, während bei den anderen Profilen die Anteile bei unter 2 % liegen (Figuren 128-131). Bei der Extraktion der pedogenen Oxide werden zusätzlich auch organische Bestandteile extrahiert (vgl. MCKEAGUE & DAY 1966: 19), was infolge des deutlich höheren Humusgehaltes besonders in Profil 23 zu einer Überschätzung der Anteile pedogener Oxide und damit des relativen Verwitterungsgrades bzw. Standortalters führt. Allerdings liegt der Anteil pedogener Fe-Oxide bereits im nahezu unverwitterten Cv-Horizont von Profil 23 relativ hoch, obwohl hier die Anteile organischer Substanz äußerst gering sind. Offensichtlich enthält das Ausgangssubstrat an Profilstandort 23 relativ hohe Anteile leicht löslicher silikatischer Oxide, wie Olivin, Hornblende oder Nontronit, welche ebenfalls ungewollt bei der Extraktion pedogener Fe-Oxide miterfasst werden können (vgl. MCKEAGUE & DAY 1966: 19, MCKEAGUE et al. 1971).

Die Unterschätzung des Standortalters von Profil 26 ist hingegen nicht unmittelbar mit Abweichungen bei den organischen Anteilen oder der Petrographie der Profilsubstrate in Verbindung zu bringen. Gerade das gleichzeitige Auftreten geringer Anteile pedogener Fe-Oxide einerseits und relativ hoher Anteile amorpher pedogener Fe-Oxide an diesen pedogenen Fe-Oxide andererseits ist typisch für vergleichsweise junge Bodenbildungen. Es ist daher nicht auszuschließen, dass der Verwitterungsgrad des Profils 26 das Standortalter deshalb nicht korrekt wiedergibt, weil der Boden tatsächlich jünger ist. Wie bereits bei den Standortbeschreibungen erwähnt, sind südlich des Dhampus-Beckens aufgrund der hohen Reliefenergie, der hohen Niederschläge, sowie der intensiven anthropogenen Beeinflussung Um- und Überlagerungen der Moränen nach ihrer primären Akkumulation nicht unwahrscheinlich. Da die Farbindizes (Figuren 156a-b) relativ unge-

naue Abstufungen aufweisen und die Bestimmung der Bodenfarbe subjektiven Bewertungen unterliegt, dienen sie nur ergänzend als grober Vergleichsindikator zu den laboranalytisch ermittelten Anteilen pedogener Oxide. Profil 23 wird hier dem Standortalter entsprechend als jüngste Bodenbildung wiedergegeben. Dies stützt die Vermutung, dass der aus den pedogenen Oxiden abgeleitete, deutlich stärkere Verwitterungsgrad dieses Profils das Resultat einer Miterfassung organischer Bestandteile und silikatischer Oxide bei der nicht hinreichend selektiven Extraktion der pedogenen Oxidfraktionen ist. Tendenziell ergibt sich aus den Farbindizes eine leichte Unterschätzung des Standortalters für die Profile 25 und 26 bzw. eine leichte Überschätzung für Profil 24. Infolge des Verzichts auf den, durch die unterschiedlichen Humusgehalte beeinflussten, Dunkelstufewert wird der relative Verwitterungsgrad über den Farbindex CDE etwas korrekter wiedergegeben als über den Alexander-Farbindex.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die aus den pedogenen Oxiden sowie der Bodenfarbe abgeleiteten Verwitterungsindizes nicht gut zur Relativdatierung der Moränenstandorte südlich des Dhampus-Beckens geeignet sind. Eine Überschätzung des Verwitterungsgrades von Profil 23 bei den meisten Indizes ist auf eine Miterfassung organischer Bestandteile und silikatischer Oxide bei der nicht hinreichend selektiven Extraktion der pedogenen Oxidfraktionen zurückzuführen. Eine korrekte Wiedergabe des Verwitterungsgrades von Profil 23 bei den Farbindizes bestätigt dies. Außerdem ist bei vielen Indizes eine Unterschätzung des Standortalters von Profil 26 zu beobachten, obwohl Hinweise auf eine fehlerhafte Wiedergabe des relativen Verwitterungsgrades des Bodens nicht ersichtlich sind. Möglicherweise hat sich der Boden hier erst im Anschluss an spätere Um- und Überlagerungsprozesse des primär abgelagerten Moränensubstrats entwickelt und ist daher deutlich jünger als die Moräne selbst.

8.5.3 Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung innerhalb des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes

Die Ergebnisse für die auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes für die Profile 20, 21 und 22 im Dhampus-Becken und die Profile 23, 24, 25 und 26 südlich des Dhampus-Beckens finden sich in Anhang 7. Eine Gegenüberstellung der Resultate der Hauptverwitterungshorizonte bzw. der Profilmittelwerte und der sich

aus den glazialgeomorphologischen Befunden ergebenden Vergletscherungsstadienzuordnung der Profilstandorte ist den Figuren 157-159 (Profil 20-22) und 160-162 (Profil 23-26) zu entnehmen. Die mit „*“ gekennzeichneten Ergebnisse für die äolischen Deckschichten wurden dabei ebenfalls dem Moränenalter des jeweiligen Standorts zugeordnet, welches als maximales Alter der Deckschichten zu verstehen ist.

8.5.3.1 Die Bodenprofile 20, 21 und 22 im Bereich des Dhampus-Beckens

Der Tonanreicherungsindex $(S+U)/T$, der Schluffanreicherungsindex $(fU+mU)/(gU+S)$, sowie der Medianwert Q_2 und der Medianindex (Figuren 157a-b, e-f), in welchen jeweils das gesamte oder ein großer Teil des Feinbodenkorngrößenspektrums Berücksichtigung findet, weisen vergleichbare Resultate auf. In Bestätigung der aus den geomorphologischen Befunden und den pedochemischen Verwitterungsindizes abgeleiteten Relativchronologie ist der in der Moräne entwickelte Bodenabschnitt von Profil 21 stärker verwittert bzw. älter als das komplett in einer äolischen Deckschicht entwickelte Profil 20 und dieses ist wiederum stärker verwittert bzw. älter als der in der äolischen Deckschicht von Profil 21 entwickelte Bodenabschnitt. Nur für das vollständig in einer Moräne entwickelte Profil 22 ergibt sich eine Überschätzung des Verwitterungsgrads bzw. Bodenalters. Das gleiche Problem besteht bei einigen aus den pedogenen Oxiden abgeleiteten Verwitterungsindizes (Kapitel 8.5.2.1) und wie dort ist die Ursache in der deutlich unterschiedlichen Lage der aus der Bodenchemie abgeleiteten Hauptverwitterungszone innerhalb der jeweiligen Bodenprofile zu finden. In Profil 22 liegt diese im Ah-Horizont und damit in den obersten 10 cm des Profils, während sie bei den anderen Profilen bzw. Profilabschnitten in den Bv-Horizonten und damit z.T. deutlich tiefer unterhalb der Geländeoberfläche liegen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Zone maximaler pedochemischer Verwitterung im Laufe der Zeit profilabwärts verlagert wird. Bei der Korngrößenverteilung ist, begrenzt auf die Tonfraktion, über die Tonverlagerung bei der Lessivierung eine solche Verschiebung auch möglich. Da jedoch bei den hier betrachteten Böden eine deutliche Tonverlagerung nicht zu erkennen ist, sind die verwitterungsbedingten Änderungen des Korngrößenspektrums hier ausschließlich auf In-situ-Verwitterung zurückzuführen, welche aufgrund der längeren Verwitterungszeitspanne

im Oberboden am weitesten fortgeschritten ist und profilabwärts geringer wird. Somit erfolgt hier zwar ein Vergleich der pedochemischen Hauptverwitterungszonen der Profile, hinsichtlich der Korngrößenverwitterung jedoch ein Vergleich der Zone stärkster Verwitterung von Profil 22 mit solchen Zonen der übrigen Profile, welche innerhalb dieser Profile tiefer liegen und einen Bereich geringerer Verwitterung repräsentieren. Dies führt letztlich zu einer Überschätzung des Verwitterungsgrades bzw. Bodenalters von Profil 22 in Relation zu den übrigen Profilen. Verwendet man bei den vier genannten Methoden für den Profilvergleich anstelle der vermeintlichen Hauptverwitterungszonen die Profilmittelwerte (Figuren 159a-d), so tritt die sich aus der falschen Zuordnung der Hauptverwitterungszonen ergebende Resultatsverschiebung nicht mehr in Erscheinung und der relative Verwitterungsgrad wird auch für Profil 22 korrekt wiedergegeben.

Werden die Tonmasse, die Schluffmasse oder die Summe beider Fraktionsmassen in den Hauptverwitterungshorizonten als Verwitterungsindex verwendet (Figuren 158a-c), so ergibt sich für diese, trotz der bezüglich des Korngrößenspektrums falschen Zuordnung der Zonen stärkster Verwitterung, ein korrektes Verteilungsbild des relativen Verwitterungsgrades des Bodens. Die Überschätzung des Bodenalters von Profil 22 infolge der vergleichsweise zu hohen Anteile an Ton und Schluff wird hier durch die Umrechnung in Horizontmassenwerte kompensiert, da die Mächtigkeit des Hauptverwitterungshorizontes in Profil 22 deutlich geringer ist als bei den übrigen Profilen.

Der Feinschluffabreicherungsindex $(fU+mU)/U$ und der Feintonanreicherungsindex $fT/T \cdot 100$ (Figuren 157c-d) geben Verschiebungen innerhalb der Schluff- bzw. der Tonfraktion wieder, welche insbesondere durch Verwitterungsprozesse hervorgerufen werden sollen und denen daher eine besondere Eignung als Verwitterungsindikator zugeschrieben wird (vgl. TORRENT & NETTLETON 1979, LEVINE & CIOLKOSZ 1983). Dennoch ist hier weder über die Hauptverwitterungshorizonte, noch über die Profilmittelwerte eine korrekte Wiedergabe des relativen Verwitterungsgrades der Profile zu beobachten. Auch bei den Bodenprofilen der Nachbargebiete ist eine geringe Eignung dieser beiden Verwitterungsindizes wiederholt festzustellen. Die für Moränen typische, auch innerhalb der selben Akkumulation kleinräumig wechselnde Korngrößenzusammensetzung, aber auch generelle granulometrische Unterschiede zwischen äolisch und glazigen transportierten Materialien, sind offensichtlich zu stark, um über die

Zunahme an Fein- und Mittelschluff innerhalb der Schlufffraktion auf den relativen Verwitterungsgrad schließen zu können. So weisen beispielsweise äolischen Deckschichten im Übergang von Löss zu Sandlöss oft hohe Anteile an Grobschluff auf, was möglicherweise zu der, für die in den äolischen Deckschichten entwickelten Profile 20 und 21 zu beobachtenden Überschätzung des aus der Feinschluffabreicherung abgeleiteten Bodenalters geführt hat. Für die Feintonanreicherung innerhalb der Tonfraktion ergibt sich das Problem, dass diese erst bei sehr alten Bodenbildungen deutlich erkennbar wird, wenn die Entstehung von Ton aus den größeren Kornfraktionen zurückgeht. Da alle hier betrachteten Böden dafür einen viel zu junges Entwicklungsalter aufweisen, sind die Feintonanteile generell sehr gering und ermöglichen keine gesicherten Rückschlüsse auf den relativen Verwitterungsgrad der Böden.

Mit Ausnahme des Feinschluffabreicherungsindex und des Feintonanreicherungsindex erlauben alle granulometrischen Verwitterungsindizes eine korrekte Ableitung des relativen Verwitterungsgrades bzw. Bodenalters der Profile im Bereich des Dhampus-Beckens. Für den Tonanreicherungsindex, den Schluffanreicherungsindex, den Medianwert Q_2 , sowie den Medianindex gilt dies allerdings nur bei einem Vergleich der Profilmittelwerte. Der Vergleich über die Hauptverwitterungshorizonte führte hingegen nicht zu korrekten Resultaten, da die aus pedochemischen Gesichtspunkten abgeleitete Lage der Hauptverwitterungszonen innerhalb der Bodenprofile nicht mit der eigentlich relevanten, nach granulometrischen Kriterien zu ermittelnden Lage übereinstimmen. Der Feinschluffabreicherungsindex wird offensichtlich zu sehr durch Ausgangssubstratheterogenitäten innerhalb der Schlufffraktion beeinträchtigt, um eine Relativdatierung der Böden zu ermöglichen. Für den Feintonanreicherungsindex ist die mangelnde Eignung darauf zurückzuführen, dass dieser Indikator erst bei sehr alten Bodenbildungen deutliche Aussagen zulässt und die hier untersuchten Böden dafür deutlich zu jung sind.

8.5.3.2 Die Bodenprofile 23, 24, 25 und 26 südlich des Dhampus-Beckens

Für den Tonanreicherungsindex $(S+U)/T$, den Schluffanreicherungsindex $(fU+mU)/(gU+S)$, sowie den Medianwert Q_2 und den Medianindex (Figuren 160a-b, e-f), ergeben sich, beim Vergleich der Hauptverwitterungshorizonte, mit dem relativen

Standortalter übereinstimmende Verwitterungsgrade der Profile 24, 25 und 26, während für Profil 23 eine Überschätzung des Verwitterungsgrades resultiert. Bei einem Vergleich der Profilmittelwerte wird hingegen über die genannten Verwitterungsindizes (Figuren 162a-d) der relative Verwitterungsgrad aller Profile korrekt wiedergegeben. Das gleiche Phänomen ist auch beim Vergleich der Böden aus dem Bereich des Dhampus-Beckens zu beobachten. Wie dort ausführlich beschrieben (Kapitel 8.5.3.1) sind die fehlerhaften Resultate beim Vergleich der Hauptverwitterungshorizonte darauf zurückzuführen, dass die aus pedochemischen Gesichtspunkten abgeleitete Lage dieser Hauptverwitterungszonen innerhalb der Bodenprofile 24, 25 und 26 nicht mit der eigentlich relevanten, nach granulometrischen Kriterien zu ermittelnden Lage übereinstimmen. Dadurch wird die granulometrische Hauptverwitterungszone des Profils 23 mit solchen Zonen der übrigen Profile verglichen, welche innerhalb dieser jeweiligen Profile nur Bereiche geringerer granulometrischer Verwitterungsintensität repräsentieren. Dies führt zu einer relativen Überschätzung des Verwitterungsgrades von Profil 23, bzw. korrekter ausgedrückt zu einer relativen Unterschätzung des Verwitterungsgrades aller übrigen Profile.

Aus den genannten Gründen resultiert auch aus der Tonmasse (Figur 161a) der Hauptverwitterungshorizonte eine Überschätzung des Verwitterungsgrades von Profil 23. Bei der Schluffmasse und der Summe aus Schluff- und Tonmasse der Hauptverwitterungshorizonte (Figuren 161b-c) hingegen wird der Verwitterungsgrad für alle Profile korrekt wiedergegeben. Dies ist dadurch möglich, dass der vergleichsweise zu geringe Anteil der Schlufffraktion in den Profilen 24, 25 und 26 durch vergleichsweise größere Mächtigkeiten der Hauptverwitterungshorizonte bei der Berechnung der Massenwerte kompensiert wird.

Bei der Feinschluffabreicherung $(fU+mU)/U$ (Figur 160c) ist eine Überschätzung des Verwitterungsgrades von Profil 26 festzustellen. Offenbar weisen gerade bei Böden auf moränischen Akkumulationen die Teilfraktionen innerhalb des Schluffs schon im Ausgangssubstrat eine so variable Verteilung auf, dass die im Zuge der chemischen Verwitterung einsetzende Abnahme der Fein- und Mittelschluffanteile (vgl. TORRENT & NETTLETON 1979) durch diese überlagert wird.

Auch die Feintonanreicherung $fT/T \cdot 100$ (Figur 160d) eignet sich nicht gut zur Ermittlung des relativen Verwitterungsgrades der Böden, was sich auch bei den in den Nachbargebieten untersuchten Bo-

denprofilen häufig feststellen lässt. Um den Verwitterungsgrad der Böden verlässlich über die Anreicherung von Feinton unterscheiden zu können, muss ihre Entwicklung schon weit vorangeschritten sein, da erst dann ein hierfür erforderliches Nachlassen der verwitterungsbedingten Tonentstehung aus der Schlufffraktion eintritt. Die hier untersuchten Böden sind dafür viel zu jung, was sich auch an den geringen Feintonanteilen innerhalb der Tonfraktion zeigt, die nirgendwo mehr als 2 % betragen.

Zusammenfassend zeigen fast alle granulometrischen Verwitterungsindizes eine gute Eignung zur Bestimmung des relativen Verwitterungsgrades der Böden südlich des Dhampus-Beckens. Beim Tonanreicherungsindex $(S+U)/T$, Schluffanreicherungsindex $(fU+mU)/(gU+S)$, sowie dem Medianwert Q_2 und dem Medianindex gilt dies allerdings nur für den Vergleich der Profilmittelwerte, da die verwendeten Hauptverwitterungszonen nur nach pedochemischen Kriterien ermittelt wurden und bei einigen Profilen nicht den granulometrischen Hauptverwitterungszonen entsprechen. Der Feinschluffabreicherungsindex sowie der Feintonanreicherungsindex erweisen sich, wie schon mehrfach beobachtet, als keine guten Indikatoren der Bodenverwitterung. Bei ersterem ist dies vermutlich auf die zu großen Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung der Ausgangssubstrate zurückzuführen, bei letzterem auf das für diesen Index deutlich zu geringe Altersniveau der untersuchten Böden.

8.6 Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse der pedochronologischen Untersuchung

Aufgrund der ähnlichen Vegetationsverbreitung sowie übereinstimmender und ausreichend feuchter Klimabedingungen bieten die in unmittelbarer Nachbarschaft und relativ ähnlichen Höhenniveaus befindlichen Profilstandorte 20, 21 und 22 im Bereich des Dhampus-Beckens vergleichbare Standortbedingungen, welche eine Ableitung des relativen Bodenalters aus dem Verwitterungsgrad der Böden erlauben. Beeinträchtigungen durch lithologische oder granulometrische Abweichungen in der Ausgangssubstratzusammensetzung sind infolge der enormen Gletschereinzugsgebietsverbreitung, einschließlich einer Anbindung an das tibetische Vergletscherungssystem (vgl. KUHLE (2006: 189), und des Auftretens äolischer Deckschichten an den Moränenstandorten jedoch nicht auszuschließen. Für die Bodenprofile 23, 24, 25 und 26 südlich des Dham-

pus-Beckens wird eine Vergleichbarkeit der Ausgangssubstrate durch die Erweiterung des Gletscher-einzugsgebiets um das Miristi Khola, sowie die Gegenüberstellung von Grund- und Ufer- bzw. Endmoränen mit typologisch bedingt unterschiedlicher Korngrößenstruktur und Materialherkunft zusätzlich erschwert. Die Ableitung des Bodenalters aus dem Verwitterungsgrad ist daher nicht sicher möglich. Dieses Bodenalter mit dem Akkumulationsalter der Moränen zu korrelieren ist allerdings noch gewagter, da eine hierfür notwendige ungestörte Bodenbildung angesichts der extremen Reliefenergie, verbunden mit hohen Niederschlägen und dem vermehrten Einfluss des Menschen, zu bezweifeln ist.

Als Typische Braunerden ausgebildet, weisen die Profile 20, 21 und 22 im Dhampus-Becken hinsichtlich ihrer Profileigenschaften nur geringfügige Unterschiede auf. In Bestätigung des glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalters weisen die etwas geringere Mächtigkeit des Verbraunungshorizonts, sowie des Bodens insgesamt Profil 22 als jüngste Bodenbildung aus und der zunehmende Versauerungsgrad deutet das steigende Standortalter von Profil 22 über Profil 21 zu Profil 20 an. Das Auftreten sowohl äolischer als auch glazigener Sedimente erschwert eine verlässliche Ableitung des Bodenalters über die Korngrößenverteilung. Profil 20 ist dabei vollständig, Profil 21 teilweise in einer äolischen Deckschicht entwickelt. Eine Korrelation der Humusgehalte mit dem Bodenalter ist nicht zu erkennen. Dem aus der Glazialgeomorphologie abgeleiteten relativen Standortalter entsprechend ist von den Profilen 23, 24, 25 und 26 südlich des Dhampus-Beckens anhand der Profilsprache Profil 23 eindeutig als jüngste Bodenbildung zu identifizieren. Im Gegensatz zu den Typischen Braunerden an den Profilstandorten 24, 25 und 26 weist die Pararendzina an Profilstandort 23 keinen Verbraunungshorizont, eine geringe Entkalkungstiefe, höhere pH-Werte und eine grobkörnigere Feinbodenzusammensetzung auf. Angesichts des früh-spätglazialen Standortalters von Profil 23 deuten diese Befunde allerdings auf ein zu geringes Bodenalter hin, weshalb eine Entstehung des Bodens lange nach der Ablagerung der Moräne wahrscheinlich ist. Das jüngere Alter von Profilstandort 24 in Relation zu den Profilstandorten 25 und 26 deutet sich tendenziell über höhere pH-Werte und den sandreichen Feinboden an, was jedoch ebenso auf Unterschieden in der Ausgangssubstratzusammensetzung beruhen kann. Der Humusgehalt ist auch hier ungeeignet zur Abschätzung des relativen Bodenalters.

Eindeutige Hinweise für einen Schichtwechsel in-

nerhalb der Bodenprofile sind nur bei Profil 21 zu finden. Plötzliche und untypische Veränderungen der Bodenfarbe, des pH-Wertes, der Korngrößenverteilung im Feinboden, aber auch die spezifischen pedochemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes Zr/Sr und fS/gS deuten auf einen Schichtwechsel zwischen dem Bv- und IIBv-Horizont hin. Hohe Feinsandanteile im Bv-Horizont lassen vermuten, dass der Ah- und Bv-Horizont in einer äolischen Deckschicht, der IIBv- und IICv-Horizont in der darunterliegenden Moräne entwickelt sind. Die nur geringmächtige Deckschicht hat dabei jedoch die Bodenbildung innerhalb der Moräne nicht beeinträchtigt. Für Profil 20 ist angesichts der vollständigen Entwicklung innerhalb einer die Moräne überlagernden äolischen Deckschicht zu berücksichtigen, dass das Bodenalter nur Rückschlüsse auf das Alter der Deckschicht, nicht das der Moräne zulässt.

Die auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes sind zur Relativdatierung der Böden im Dhampus-Becken fast alle sehr gut geeignet. Am besten eignen sich Verwitterungsindizes, welche eine größere Zahl von Elementen unterschiedlicher Mobilität miteinander vergleichen. Für die äolischen Deckschichten an den Profilstandorten 20 und 21 lässt sich aus dem Grad der Bodenverwitterung ableiten, dass diese nach der Ablagerung der Moräne an Profilstandort 21, jedoch vor der Ablagerung der Moräne an Profilstandort 22 entstanden sein müssen. Die Deckschicht an Profilstandort 20 wurde dabei vor derjenigen an Profilstandort 21 abgelagert. Eine Fehleinschätzung des relativen Verwitterungsgrades für den in der äolischen Deckschicht von Profil 21 entwickelten Boden bei Na_2O/Al_2O_3 , Na_2O/TiO_2 , K_2O/TiO_2 , MgO/Al_2O_3 , MgO/TiO_2 , Rb/Sr , $WI(P)$, sowie den Summen $(MgO+CaO)$ und (Na_2O+K_2O) innerhalb des CM-KN-SAF-Dreiecksdiagramms ist auf höhere Anteile an Na, K und Rb sowie geringere Anteile an Mg im äolischen Ausgangssubstrat dieses Standorts zurückzuführen. Die verwitterungsbedingten Änderungen der Indizes SiO_2/Al_2O_3 und SiO_2/Fe_2O_3 sind generell so gering, dass auch deren Aussagewert bereits durch geringe Ausgangssubstratheterogenitäten beeinträchtigt wird. Für die Profile südlich des Dhampus-Beckens sind die auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes aufgrund der unterschiedlichen Zusammensetzung des Ausgangsmaterials hingegen generell nicht gut zur Relativdatierung geeignet. Einige Indizes, welche jeweils eine größere Gruppe von Elementen einschließlich Ca beinhalten, geben zwar den relativen Verwitterungs-

grad korrekt wieder, was jedoch eher mit einer zufälligen Koinzidenz der Elementzusammensetzungen der Ausgangssubstrate mit einer aus der Verwitterung resultierenden Verschiebung dergleichen zusammenhängen dürfte. Besonders häufig ist eine Fehleinschätzung für die Profile 23 und 25 zu beobachten. Bei Profil 23 gilt dies für den Feng-Index, FA/S, S/AFT, K_2O/Al_2O_3 , K_2O/TiO_2 , MgO/Al_2O_3 , MgO/TiO_2 , SiO_2/Al_2O_3 , SiO_2/Fe_2O_3 , $Zr/P_2O_5 \cdot 10$, Factor 1, WI(P), (Na_2O+K_2O) , Term 2, sowie die Summe $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ und SiO_2 innerhalb des CMKN-AF-S-Dreiecksdiagramms, die Summe (Na_2O+K_2O) innerhalb des CM-KN-SAF-Dreiecksdiagramms und K_2O innerhalb des A-CN-K-Dreiecksdiagramms (mit und ohne carbonatischem Ca) und ist auf unabhängig vom Verwitterungsprozess erhöhte Anteile an Ca und reduzierte Anteile an K, Mg und Si zurückzuführen.

Bei einem Vergleich der Profilmittelwerte geben fast alle auf Basis der pedogenen Fe-Oxide erstellten Verwitterungsindizes das relative Bodenalter der Profile im Dhampus-Becken korrekt wieder. Aus einem Vergleich der Hauptverwitterungshorizonte folgt hingegen eine Fehleinschätzung für Profil 22, da in dessen Hauptverwitterungszone viel höhere Anteile organischer Substanz enthalten sind und diese fälschlicherweise bei der Extraktion der pedogenen Fe-Oxide miterfasst werden können. Die schlechte Eignung von Fe_o/Fe_t ist vermutlich ebenfalls auf eine nicht ausreichende Selektivität des Fe_o -Extraktionsverfahren zurückzuführen. Geringe Mengen pedogener Al-Oxide infolge des jungen Altersniveaus der Böden führen dazu, dass über den Index Al_d/Al_t der relative Verwitterungsgrad nicht richtig angezeigt wird. Auch die vergleichsweise grobe Relativdatierung über Farbindizes liefert keine zufriedenstellenden Ergebnisse, da die Altersunterschiede der untersuchten Böden hierfür nicht groß genug sind. Zur Relativdatierung der Moränenstandorte südlich des Dhampus-Beckens sind die aus den pedogenen Oxiden und der Bodenfarbe abgeleiteten Verwitterungsindizes generell nicht gut geeignet. Ähnlich wie bei Profil 22 im Dhampus-Becken ergeben sich aufgrund hoher Humusgehalte und deren teilweiser Miterfassung bei der Extraktion der pedogenen Oxide Überschätzungen des Verwitterungsgrades von Profil 23. Obwohl Hinweise für eine fehlerhafte Wiedergabe des relativen Verwitterungsgrades von Bodenprofil 26 fehlen, ergibt sich aus diesem ein zu junges Alter für die Moräne. Eventuell bildete sich der Boden infolge von Um- oder Überlagerungsprozessen erst lange Zeit nach der Entstehung der Moräne.

Bezüglich der Eignung der granulometrischen Verwitterungsindizes lassen sich sowohl für die Profile im Dhampus-Becken, als auch für die Profile südlich des Dhampus-Beckens sehr ähnliche Beobachtungen machen. Trotz der wahrscheinlich zu machenden Heterogenität der Ausgangssubstrate ist allen Indizes mit Ausnahme des Feinschluffabreicherungsindex und des Feintonanreicherungsindex eine gute Eignung zur Relativdatierung der Böden und Profilstandorte zu bescheinigen. Für den Tonanreicherungsindex, den Schluffanreicherungsindex, den Medianwert Q_2 , den Medianindex und die Tonmasse (letztere nur südlich des Dhampus-Beckens) gilt dies allerdings nur bei einem Vergleich der Profilmittelwerte, da die verwendeten Hauptverwitterungszonen nur nach pedochemischen Kriterien ermittelt wurden und bei einigen Profilen nicht den eigentlich relevanten granulometrischen Hauptverwitterungszonen entsprechen. Die geringe Eignung des Feinschluffabreicherungsindex beruht vermutlich auf zu großen Unterschieden in der Korngrößenzusammensetzung der Ausgangssubstrate, die des Feintonanreicherungsindex auf dem für diesen zu geringen Alterniveau der Böden.

8.7 Zusammenfassung: Zur Eignung der pedochronologischen Untersuchung als Maßstab der Vergletscherungsgeschichte im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja

Ausreichend feuchte und vergleichbare Klimaverhältnisse, die auch über die ähnliche Vegetationsverbreitung zum Ausdruck kommen, sowie die vergleichbaren Höhenniveaus der Profilstandorte innerhalb der zwei pedologisch getrennt voneinander untersuchten Teilgebiete des Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja, ermöglichen grundsätzlich eine Ableitung des Bodenalters aus dem relativen Verwitterungsgrad der Böden. Durch lithologische oder sedimentologisch-granulometrische Abweichungen in der Ausgangssubstratzusammensetzung infolge der weitreichenden Gletschereinzugsgebietsverbreitung, des Auftretens äolischer Deckschichten, sowie des Vergleichs von Grund- und Ufer- bzw. Endmoränen mit typologisch bedingt unterschiedlicher Korngrößenstruktur und Materialherkunft, ist eine Beeinträchtigung der Ableitung des Bodenalters jedoch nicht auszuschließen. Noch gewagter ist allerdings für die Profile südlich des Dhampus-Beckens die Korrelation dieser Bodenalter mit dem der Moränen, bedenkt man das hohe Maß an Reliefenergie, Niederschlägen und anthropogener Störung

gen, welches eine hierfür notwendige, ungestörte Bodenbildung unwahrscheinlich macht. Die geringmächtige äolische Deckschicht in Profil 21 beeinträchtigte die Bodenbildung und daraus abzuleitende Relativdatierung der darunterliegenden Moräne nicht. Der Boden an Profilstandort 20 ist hingegen vollständig in einer mächtigen äolischen Deckschicht entwickelt. Hier kann nur das Relativalter dieser Deckschicht aus dem Grad der Bodenentwicklung abgeleitet werden.

In Übereinstimmung mit dem glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter gibt sich über die Profilsprache im Gelände Profil 22 als jüngste Bodenbildung im Dhampus-Becken zu erkennen. Gleiches gilt für Profil 23 im Bereich südlich des Dhampus-Beckens. Angesichts des frühspätglazialen Standortalters von Profil 23 deuten diese Befunde allerdings auf ein zu geringes Bodenalter hin, weshalb eine Entstehung des Bodens lange nach der Ablagerung der Moräne wahrscheinlich ist. Weitere chronologische Untergliederungen innerhalb der älteren Profile sind nicht eindeutig möglich. Sowohl die auf der Elementverlagerung, als auch die auf der Bildung pedogener Oxide und die auf der Korngrößenverteilung basierenden Verwitterungsindizes eignen sich, abgesehen von einigen kleinen Einschränkungen, gut zur Ableitung des Boden- und Standortalters aus dem relativen Verwitterungsgrad der Profile 20, 21 und 22 im Dhampus-Becken. Für die äolischen Deckschichten an den Profilstandorten 20 und 21 lässt sich dabei ableiten, dass diese nach der Ablagerung der Moräne an Profilstandort 21, jedoch vor der Ablagerung der Moräne an Profilstandort 22 entstanden sein müssen. Die Deckschicht an Profilstandort 20 wurde dabei vor derjenigen an Profilstandort 21 abgelagert. Aufgrund lithologisch unterschiedlicher Ausgangssubstratzusammensetzungen eignen sich bei den auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes Na, K und Mg nur bedingt als Indikatoren für Mobilität, gleiches gilt für Rb als Indikator für Immobilität. Unterschiedliche Humusgehalte in den Hauptverwitterungshorizonten führen angesichts der teilweisen Miterfassung organischer Bestandteile bei der Extraktion pedogener Oxide zu einer Fehleinschätzung des Verwitterungsgrades. Verwitterungsindizes auf Basis pedogener Oxide führen daher nur beim Vergleich der Profilmittelwerte zu korrekten Ergebnissen. Fe_o/Fe_t ist aufgrund der zu unspezifischen Oxalatrextraktion bei der Fe_o -Bestimmung gänzlich ungeeignet zur Relativdatierung. Gleiches gilt für Al_d/Al_t aufgrund der geringen Al_d -Mengen der relativ jungen Bodenbildungen, sowie die Farbindices

aufgrund ihrer Ungenauigkeit. Auch bei vielen der auf der Korngrößenverteilung beruhenden Verwitterungsindizes liefert nur der Vergleich der Profilmittelwerte korrekte Resultate, da die verwendeten Hauptverwitterungszonen nur nach pedochemischen Kriterien ermittelt wurden und bei einigen Profilen nicht den eigentlich relevanten granulometrischen Hauptverwitterungszonen entsprechen. Die Resultate des Feinschluffabreicherungsindex werden durch Unterschiede in der Ausgangssubstratzusammensetzung beeinträchtigt, für den Feintonanreicherungsindex ist das Altersniveau der Böden zu gering.

Die auf der Elementverlagerung und auf der Bildung pedogener Oxide sowie auf der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes sind zur Relativdatierung des Standortalters der Profilstandorte 23, 24, 25 und 26 südlich des Dhampus-Beckens nicht gut geeignet. Unterschiedliche Ausgangssubstratzusammensetzungen führen nur zufällig bei einigen auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes zu einer korrekten Wiedergabe des relativen Verwitterungsgrades. Bei Profilstandort 23 lassen sich die Fehleinschätzungen auf unabhängig vom Verwitterungsprozess erhöhte Anteile an Ca und reduzierte Anteile an K, Mg und Si zurückführen. Bei den auf der Bildung pedogener Oxide basierenden Verwitterungsindizes ergeben sich, aufgrund hoher Humusgehalte und deren teilweiser Miterfassung bei der Extraktion der pedogenen Oxide, Überschätzungen des Verwitterungsgrades von Profil 23. Die auch zu beobachtende Unterschätzung des Standortalters von Profil 26 ist angesichts ihrer Eindeutigkeit möglicherweise ein Hinweis für eine erst deutlich nach der Moränenablagerung begonnene Bodenbildung an diesem Standort. Besser zur Relativdatierung eignen sich dagegen die auf der Korngrößenverteilung basierenden Verwitterungsindizes. Ähnlich wie bei den Böden im Dhampus-Becken liefert meist jedoch nur ein Vergleich der Profilmittelwerte korrekte Ergebnisse, da die verwendeten Hauptverwitterungszonen nur nach pedochemischen, nicht aber den eigentlich relevanten granulometrischen Kriterien ermittelt wurden.

Unter Berücksichtigung einiger methodischer Einschränkungen ist somit generell eine Relativdatierung sowohl der Böden als auch der Profilstandorte im Bereich des Dhampus-Beckens über den aus den pedochemischen und granulometrischen Verwitterungsindizes abgeleiteten relativen Verwitterungsgrad der Böden möglich. Aufgrund der zu starken Heterogenität der Standortbedingungen, insbesondere der Ausgangssubstratzusammensetzungen, gilt dies bezüglich der Bodenprofilstandorte südlich des

Dhampus-Beckens hingegen nur hinsichtlich der granulometrischen Verwitterungsindizes. Außerdem deuten die pedochronologischen Analysen darauf hin, dass die Bodenbildung an Profilstandort 23,

möglicherweise auch an Profilstandort 26, erst deutlich nach der Ablagerung der Moränen einsetzte, was eine Ableitung des Moränenalters aus dem Bodenalter nicht erlauben würde.

9 Zusammenfassende Darstellung und Beurteilung der Befunde aus den untersuchten Einzugsgebieten des Kali Gandaki

9.1 Zu den glazialgeomorphologischen Befunden ausgewählter Einzugsgebiete des Kali Gandaki

Im Einzugsgebiet des Kali Gandaki wurden eigene glazialgeomorphologische Untersuchungen durchgeführt und anschließend in einer ausführlichen Diskussion mit der bestehenden Literatur zur Glazialgeomorphologie des Gebietes (u.a. KUHLE 1982b, IWATA 1984, FORT 1985) verglichen, um für den Versuch einer pedologischen Relativdatierung glazigener Akkumulationen zunächst deren glazigenen Ursprung nachzuweisen und über die, sich aus dem Lagebezug und umfangreichen Schneegrenzberechnungen ableitende, Relativchronologie dieser Akkumulationen die Möglichkeiten ihrer pedologischen Relativdatierung prüfen zu können. Eindeutig lassen sich dabei die für die Bodenprofilanlage ausgewählten Akkumulationen über die Glazialgeomorphologie und ergänzt durch Schneegrenzberechnungen relativchronologisch zuordnen (Figuren 10, 65, 115). Als Gliederungssystem dient hierfür das Vergletscherungsstadienschema von KUHLE (1982a) (Tabelle 1). Ausführlich und über Schneegrenzberechnungen dokumentiert werden nur solche vorzeitlichen Vergletscherungsstadien rekonstruiert, welche in unmittelbarem Zusammenhang mit den der pedologischen Relativdatierung unterzogenen glazigenen Akkumulationen stehen, da hier nicht die vollständige Rekonstruktion der Vergletscherungsgeschichte im Fokus des Interesses steht. Die jüngsten Vergletscherungsstadien bleiben dabei unberücksichtigt, weil eine für die pedochronologische Untersuchung ausreichende Bodenentwicklung, angesichts des durch die Höhenlage bedingt kühlen Klimas, für diese nicht möglich ist. Durch diese unvollständige Rekonstruktion kommt der Schneegrenzberechnung für die genaue Stadienzuordnung entscheidende Bedeutung zu, weshalb sie entsprechend detailliert diskutiert wird. Die geomorphologischen Untersuchungen bestätigen die generelle räumliche Dimension und zeitliche Gliederung der von KUHLE (1980, 1982a, 1983) rekonstruierten Vergletscherungsausdehnung. Den weniger detaillierten Ergebnissen von IWATA (1984) und FORT (1985, 2000) kann hingegen nur im Bereich des Thoron Khola und Madek Dumda Khola annähernd zugestimmt werden, während diese in den übrigen Untersuchungsgebieten eine deutlich zu geringe Gletscherausdehnung erkennen lassen. Diesen Widerspruch verdeutlichen

Schneegrenzberechnungen, die von beiden Autoren jedoch nicht durchgeführt wurden. So errechnet sich für den von FORT (1985) rekonstruierten hocheiszeitlichen Thoron-Gletscher auf der vergleichsweise ariden Himalaja-Nordabdachung eine Schneegrenzabsenkung von 1163 m, für den von ihr (FORT 2000) rekonstruierten hocheiszeitlichen Miristi-Gletscher auf der deutlich humideren Himalaja-Südseite hingegen eine Absenkung von nur 500 bis 600 m.

Für den Thoron-Gletscher wurden drei vorzeitliche Gletschervorstöße rekonstruiert. In Stadium V stieß der Gletscher bis in 4200 m NN vor, in Stadium IV bis in 3800 m NN und in Stadium I, in das Mukti-nath-Becken mündend, bis in 3245 m NN. Der Felssockel an Bodenprofilstandort 3 wurde zuletzt vom Gletscher des Stadiums IV erreicht, die Ufermoräne mit Bodenprofilstandort 2 ist Stadium II und der Moränenwall mit Bodenprofilstandort 9 Stadium I zuzuordnen. Der Gletscher im Linken Thoron Khola Seitental reichte in Stadium III, welchem die Ufermoräne mit Bodenprofilstandort 1 zuzurechnen ist, mindestens bis auf 3935 m NN herab.

Im rezent unvergletscherten Madek Dumda Khola wurden vier vorzeitliche Gletschervorstöße dokumentiert. In den Stadien IV, III, II und 0 reichte der Madek-Dumda-Gletscher bis auf 4330, 4080, 3700 und 3505 m NN herab, wobei er in Stadium II knapp und in Stadium 0 weit in das Mukti-nath-Becken vorstieß. Der überschlifene Fels an Bodenprofilstandort 4 wurde zuletzt vom Gletscher des Stadiums IV erreicht, die Ufermoräne mit Bodenprofilstandort 5 ist Stadium III zuzuordnen und die Ufermoräne mit den Bodenprofilstandorten 6 und 7 Stadium II.

Der hochglaziale Dhanladada-Gletscher, welchem die Laterofrontalmoräne mit Profilstandort 8 zuzurechnen ist, bildete eine Eisrandlage in 3850 m NN.

Für den vorzeitlichen Thini-Gletscher wurden vier Vergletscherungsstadien rekonstruiert. In den Stadien III, II, I und den zusammengefassten Stadien • 1,2 stieß er bis in 3000, 2800, 2640 und mindestens 2600 m NN vor. In Stadium II und • 1,2 erreichte der Gletscher dabei noch das Kali Gandaki, für Stadium • 1,2 ist aufgrund einer Einmündung in einen anderen Gletscherstrom nur ein Mindestvorstoß zu rekonstruieren. Die Podestmoräne mit Bodenprofilstandort 14 ist Stadium III zugehörig, die Grund- bzw. Ablationsmoräne mit Bodenprofilstandort 15 Stadium II, die Ufermoräne mit Bodenprofilstandort 13 Stadium I und die Ufermoräne mit

Bodenprofilstandort 12 den Stadien • 1,2.

Für den Chokopani-Gletscher, den Chiman-Gletscher und den durch deren Konfluenz entstandenen Nilgiri-W-Gletscher wurden drei vorzeitliche Vergletscherungsstadien rekonstruiert. In Stadium V drang der Chokopani-Gletscher bis in 2800 m NN vor, in Stadium II der Chiman-Gletscher bis in 2720 und im Hochglazial der Nilgiri-West-Gletscher bis in mindestens 2520 m NN, wo dieser eine Konfluenz mit dem Dhaulagiri-E-Gletscher bildete. Die Moränenrippe mit Bodenprofilstandort 17 ist Stadium V zuzuordnen, die Laterofrontalmoräne mit Bodenprofilstandort 18 Stadium II und der kamesartige Stauschuttkörper mit Bodenprofilstandort 16 entstand während der hochglazialen Vergletscherung. Dem Vorstoß des Thapa-Gletschers in Stadium • 1,2, als dieser mindestens bis auf 2580 m NN herabreichte, lässt sich die Podestmoräne mit Bodenprofilstandort 19 zuweisen.

Für den Dhaulagiri-E-Gletscher und weitere Teilströme, die einschließlich einer Auslassgletscherzunge des Tibetischen Inlandeises (vgl. KUHLE 2006: 189) einen gemeinsamen Gletscherstrom im Kali Gandaki südlich des Hohen Himalaja bildeten, wurden die vier Vergletscherungsstadien II, I, • 2 und • 1 rekonstruiert, in denen der Haupttalgletscher bis in 2400, 1870, 1750 und etwa 1200 m NN vordrang. Die Mittelmoräne mit Bodenprofilstandort 22 kann Stadium II zugeordnet werden, die Endmoräne mit Bodenprofilstandort 23 bildet die Eisrandlage von Stadium I, die Mittelmoräne mit Bodenprofilstandort 21 ist Stadium • 2 zuzuweisen und die Ufermoränenterrasse mit Bodenprofilstandort 24 Stadium • 1.

Für den Miristi-Gletscher bzw. dessen gemeinsam mit dem Gletscherstrom des Kali Gandaki gebildeten Gletscherzunge wurde das hochglaziale Vergletscherungsstadium rekonstruiert, in welchem dieser mindestens bis in eine Höhe von 1160 m NN im Bereich der Aul-Khola-Mündung vorstieß. Diesem Stadium sind sowohl die Grundmoränenrampe mit Bodenprofilstandort 25, als auch der Moränenzwickel mit Bodenprofilstandort 26 zuzuordnen.

9.2 Zusammenfassende Beurteilung der Schneegrenzberechnungen vorzeitlicher Gletscherstadien in ausgewählten Einzugsgebieten des Kali Gandaki

Aus der für die Rekonstruktion vorzeitlicher Schneegrenzverläufe im Himalaja am besten geeigneten Gruppe der TSAM-Methoden kommen die

speziell auf das extreme Hochgebirgsrelief angepasste Methode Kuhle (KUHLE 1986b), sowie die weit verbreiteten Methoden Höfer (HÖFER 1879) und Louis (LOUIS 1954/55) in dieser Untersuchung zur Anwendung. Über den reliefspezifischen Korrekturfaktor FSD in der Methode Kuhle ist es dabei möglich, die sich, in Abhängigkeit von Reliefcharakteristik und Gletschertyp, verschiebende Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen zu simulieren. Die Resultate dieser Arbeit zeigen, dass sich in der Regel über die Methode Louis die höchsten Schneegrenzhöhen und die niedrigsten Schneegrenzdepressionsbeträge ergeben, während aus der Methode Höfer die niedrigsten Schneegrenzhöhen und die höchsten Schneegrenzdepressionsbeträge resultieren.

In Bestätigung der Literatur ergibt sich dabei über die Methode Louis tendenziell eine Überschätzung der Schneegrenzhöhe, da die Verwendung der maximalen Gipfelhöhe, insbesondere bei großen Gletschern in Gebirgen mit hoher Reliefenergie, zu einer überhöhten Lage der Gletscherobergrenze führt (vgl. GROSS et al. 1976, BENN & LEHMKUHL 2000). Für die Methode Höfer bestätigt sich der bereits von HÖFER (1879: 351) selbst geäußerte Verdacht, die für den Himalaja typischen, hochliegenden und mit geringer Neigung talabwärts ziehenden Kammverläufe trügen zu einer zu tiefen Schneegrenzhöhe bei Verwendung seiner Methode bei. Eindeutig zu widersprechen ist hingegen der Behauptung von GROSS et al. (1976: 236), die Methode Höfer führe zu einer Überschätzung der Schneegrenzhöhe, da sie auf einem falschen Berechnungsverfahren der als Gletscherobergrenze zu verwendenden mittleren Kammumrahmungshöhe beruht, in der irrtümlichen Annahme, diese und damit auch die Schneegrenze seien aufgrund eines Zirkelschlusses sonst nicht zu bestimmen (GROSS et al. 1976: 236). Da die Methode Kuhle durch eine entsprechende Bestimmung der Gletschernährgebietsobergrenze bezüglich der Schneegrenzhöhe zwischen den erfahrungsgemäß zu hohen Werten der Methode Louis und den zu niedrigen Werten der Methode Höfer vermittelt und außerdem über den FSD, das zeigen die Befunde dieser Arbeit, einen hohen Adaptionsgrad an das extreme Relief des Himalajas, und eingeschränkt auch an den sich aus den Durchbruchstaleigenschaften des Kali Gandaki ergebenden Wechsel der Reliefkonstellation erlaubt, muss für die Ergebnisse der Methode Kuhle die größte Übereinstimmung mit den tatsächlichen Werten der Schneegrenzhöhe und Schneegrenzabsenkung angenommen werden. Sie liegen daher auch primär der Einordnung der entsprechen-

den Gletscherstände in das von KUHLE (1982a) erstellte Vergletscherungsstadienschema zugrunde (Tabelle 1).

Das Thoron Khola hat als nördlichstes der hier untersuchten Seitentäler des Kali Gandaki bereits Anschluss an den Inneren Himalaja. In Relation zum Hohen Himalaja ist hiermit ein weniger steiles Relief, gleichzeitig aber auch eine höhere Reliefvariabilität verbunden. Aufgrund des relativ sanften Reliefs sind zwar die Unterschiede zwischen den Berechnungsmethoden bezüglich der Schneegrenzhöhen nicht übermäßig groß, der sich zwischen den jüngeren und älteren Vergletscherungsstadien infolge der unterschiedlichen Gletscherausdehnung ergebende Topographiewechsel führt jedoch zu größeren Unterschieden bei den für die Stadienzuordnung entscheidenden Beträgen der Schneegrenzdepression und unterstreicht die Relevanz des reliefspezifischen Korrekturfaktors für die Schneegrenzberechnung. Von den vier untersuchten vorzeitlichen Vergletscherungsstadien weisen die drei jüngsten ähnliche und über die Methode Kuhle gut zu simulierende Reliefeigenschaften auf. Bei resultierenden Beträgen der Schneegrenzdepression von 468 m, 654 m und 698 m (Anhang 1), lassen sich diese Gletscherstände in Übereinstimmung mit den geomorphologischen Befunden den Stadien V, IV und III zuordnen. Die geringe Neigung des Nährgebiets und die Kanalisierung und starke Schuttbedeckung des Zehrgebietes führen gleichgerichtet zu einer, über den FSD simulierten, Anhebung der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen. Die plateauartige Ausprägung des Nährgebietes im Bereich der breiten Passhöhe des Thoron La ist dabei der erwähnten, in Relation zum Hohen Himalaja weniger steilen Topographie des Inneren Himalaja zu verdanken. Die über die Methode Kuhle ermittelten Schneegrenzdepressionen sind denen der Methode Louis ähnlich. Hier bestätigt sich die relativ gute Eignung der Methode Louis bei Gebirgen mit weniger steilen Reliefverhältnissen und begrenzter Gletscherausdehnung, wie sie von BENN & LEHMKUHL (2000) beispielsweise für den Mongolischen Altai beschrieben wird. Die Zuordnung des ältesten Vorstoßes zu Stadium I ist zwar über die geomorphologischen Befunde und absolute Datierungen wahrscheinlich zu machen, aber nicht sicher. Auch für den rekonstruierten Schneegrenzdepressionsbetrag von 1163 m (Anhang 1) ergibt sich eine größere Unsicherheit aufgrund eines deutlichen Reliefwechsels, der durch den Übergang des Gletscherzehrgebietes aus dem engen Talgefäß des Thoron Khola in das flache und weite Muktinath-Becken entsteht. Der Einfluss der verän-

derten Winkeldifferenz zwischen Nähr- und Zehrgebiet auf den Schneegrenzverlauf lässt sich, durch seine unmittelbare und stufenlose Berücksichtigung im FSD, über die Methode Kuhle problemlos simulieren. Schwieriger ist es hingegen, den sich ergebenden schleichenden Wechsel von einem kanalisiert in ein eher ausuferndes Zehrgebiet bezüglich seiner Wirkung auf die Lage der Schneegrenze zu simulieren. Dafür stehen beim FSD in der Methode Kuhle nur vier verschiedene Typen von Gletschergruppen zur Auswahl. Diese ermöglichen zwar entweder die Berücksichtigung einer Kanalisierung und starken Schuttbedeckung des Zehrgebietes über Gletschergruppe II, oder die Berücksichtigung eines ausufernden, gering mit Schutt bedeckten Zehrgebietes über Gletschergruppe IV (vgl. Tabelle 2), jedoch nicht eine Übergangsform zwischen diesen beiden Varianten, wie sie hier zu beobachten ist. Eine besondere Brisanz kommt dieser zu groben Einstufung dadurch zu, dass die beschriebenen Gletschereigenschaften eine gegenteilige Auswirkung auf die Korrektur der Schneegrenzhöhe haben, denn die Kanalisierung und Schuttbedeckung führt zu einer Anhebung, das Ausufernd und die geringe Schuttbedeckung hingegen zu einer Absenkung der Schneegrenze. Um den Übergangstyp des Zehrgebietes im vorliegenden Fall annähernd berücksichtigen zu können, wurde die Schneegrenze sowohl unter Verwendung von Gletschergruppe II, als auch Gletschergruppe IV berechnet und anschließend der Mittelwert gebildet.

Da das unmittelbar benachbarte Madek Dumda Khola rezent unvergletschert ist, konnten hier nur Schneegrenzverläufe, jedoch keine Schneegrenzdepressionen berechnet werden. Die drei jüngeren vorzeitlichen Gletschervorstoße, welche auf das Kar des Madek Dumda Kholas bzw. dessen unmittelbare Umgebung beschränkt waren, lassen sich über die rekonstruierten Schneegrenzhöhen von 4701 m, 4562 m und 4375 m NN (Anhang 1) den spätglazialen Stadien IV, III und II zuordnen. Wie im Thoron Khola lässt sich für diese jüngeren Stadien der Einfluss des Reliefs auf die Lage der Schneegrenze gut über den FSD simulieren. Die aus dem, in Relation zum Zehrgebiet, steileren Nährgebiet resultierende Absenkung wird dabei durch die aus der Kanalisierung und Schuttbedeckung resultierende Anhebung leicht überkompensiert, sodass insgesamt eine geringfügige korrektive Anhebung erfolgt. Der älteste hier untersuchte Gletschervorstoß reichte hingegen, wie schon beim Thoron Khola, weit in das Muktinath-Becken hinaus. Auch hier ist daher von einem Übergang eines kanalisiert hin zu einem ausufernden

den Zehrgebiet auszugehen. Da dieser jedoch vollständiger vollzogen war als beim Thoron-Gletscher, findet hier beim FSD ausschließlich Gletschergruppe IV Verwendung, was zu einer leichten korrektiven Absenkung führt. Bei einer resultierenden Schneegrenzhöhe in 4098 m NN lässt sich dieser Vorstoß dem Hochglazial zuordnen. Obwohl die Schneegrenzberechnung für das älteste Stadium durch den Eintritt des Gletschers in das Muktinath-Becken gewissen Unsicherheiten unterliegt und die Stadienzuordnung nur über die absoluten Schneegrenzhöhen, nicht aber über die Beträge der Schneegrenzdepression erfolgen können, ist die chronologische Gliederung dennoch verlässlich möglich, da sich aufgrund der insgesamt geringen Gletscherausdehnung die methodenspezifischen Abweichungen der Ergebnisse in engen Grenzen halten.

Das Thini Khola und die Täler im Umfeld der Nilgiri-W-Abdachung weisen, als Seitentäler im unmittelbaren Durchbruchsbereich des Kali Gandaki durch den Hohen Himalaja, hinsichtlich ihrer Vergletscherungsgeschichte und des Einflusses des Reliefs auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen, vergleichbare Charakteristika auf. Ist die Vergletscherung, wie in den jüngeren vorzeitlichen Stadien, auf die Seitentäler selbst oder deren unmittelbaren Mündungsbereich beschränkt, ist das Nährgebiet steiler als das Zehrgebiet geneigt und das Zehrgebiet weist eine relativ enge Kanalisierung und starke Schuttbedeckung auf. Wie bei den jüngeren Stadien des Madek-Dumda-Gletschers bedingt ersteres eine tiefere, letzteres hingegen eine höhere Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen. Gut über den FSD in der Methode Kuhle zu simulieren, führt diese gegenseitige Kompensation nur zu geringen, teils positiven, teils negativen reliefbedingten Verschiebungsbeträgen der Schneegrenze. In Ergänzung der geomorphologischen Befunde erlauben die resultierenden Schneegrenzdepressionsbeträge von 778 m, 830 m, 555 m, 1142 m und 1366 m (Anhang 1) eine Zuordnung zu den Stadien III und II des Thini-Gletschers, sowie Stadium V des Chokopani-Gletschers, Stadium II des Chimani-Gletschers und Stadium • 1,2 des Thapa-Gletschers. Der vergleichsweise geringe Depressionsbetrag von 830 m für Stadium II des Thini-Gletschers ist dabei auf ein vermutliches Kalben der Gletscherzunge in einen spätglazialen Moränenstausee zurückzuführen, welcher das Kali Gandaki erfüllte. Komplizierter ist die Situation bei den älteren Stadien, als die Gletscher teilweise weit in das sehr flache, breite und tief unterhalb der Schneegrenze liegende Kali Gandaki vorstießen, wodurch sich die

Reliefsituation auf ähnliche Weise änderte, wie für den Thoron-Gletscher und den Madek-Dumda-Gletscher bei deren Vorstoß in das Muktinath-Becken. Dies allein rechtfertigt jedoch noch nicht, wie dort beim FSD in der Methode Kuhle statt Gletschergruppe II Gletschergruppe IV zu verwenden, da die Kanalisierung zwar vermindert wurde, jedoch nicht so extrem wie im Muktinath-Becken. Gletschergruppe IV berücksichtigt jedoch, neben einem Ausufern des Zehrgebietes, auch kalbende oder abbrechende Gletscherzungen, da diese wie das Ausufern zur einer höheren Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen führen. Für die hier betrachteten Gletscher ist zwar ein Abbrechen oder Kalben der Gletscherzunge auszuschließen, jedoch entsprechen die verwendeten Eisrandlagen notgedrungen nicht dem tatsächlichen Gletscherende, sondern dem Konfluenzbereich mit anderen Gletscherzungen, was hinsichtlich der Wirkung auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen mit einem Abbrechen oder Kalben des Gletschers gleichzusetzen ist. In Kombination mit einer verringerten Kanalisierung rechtfertigt dies die Verwendung von Gletschergruppe IV bei der Ermittlung des Korrekturbetrags über den FSD. Für die ältesten hier untersuchten Gletschervorstöße des Thini-Gletschers und des Nilgiri-West-Gletschers, findet daher Gletschergruppe IV Verwendung und führt zu einer deutlichen korrektiven Absenkung der Schneegrenze um 418 bzw. 619 m. Für den zweiten, etwas jüngeren Gletschervorstoß des Thini-Gletschers, welcher noch in das Kali Gandaki vordrang, wurde dagegen wie beim Thoron-Gletscher sowohl unter Verwendung von Gletschergruppe II, als auch Gletschergruppe IV die Schneegrenze berechnet und anschließend aus beiden der Mittelwert gebildet, um die Übergangsphase des Reliefwechsels zum Ausdruck zu bringen. Die Berechtigung einer solchen Übergangsphase zeigt ein Vergleich der Einzelergebnissen, welche allein durch die Veränderung der Gletschergruppe eine Differenz von fast 500 m aufweisen. Unter Berücksichtigung der geomorphologischen Befunde lassen sich die beiden Vorstöße des Thini-Gletschers bei resultierenden Schneegrenzdepressionsbeträgen von 1184 m und 1432 m Stadium I und den zusammengefassten Stadien • 1,2 zuordnen, der Vorstoß des Nilgiri-West-Gletschers bei einer Schneegrenzdepression von 1453 m dem Hochglazial (Anhang 1). Durch die große, über den Gletschergruppenwechsel entstehende Ergebnisverschiebung unterliegen diese Stadienzuordnungen allerdings einer größeren Unsicherheit als die der jüngeren Vorstöße dieser Gletscher.

Wie der Thini- und der Nilgiri-W-Gletscher stieß auch der Dhaulagiri-E-Gletscher aus einem steilen Nebental weit in das deutlich flachere Kali Gandaki vor. Anders als dort, verändern sich dabei jedoch nicht die Gletschergruppeneigenschaften, da das Kali Gandaki südlich des Durchbruchs durch den Hohen Himalaja deutlich enger wird und somit eine Kanalisierung des Zehrgebiets auch bei den älteren Stadien erfolgt. Der Einfluss des Reliefs auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen ist daher auch bei den älteren Stadien verlässlich durch den FSD in der Methode Kuhle zu simulieren. In allen vier hier betrachteten vorzeitlichen Gletscherstadien ist das auf die steilen Nebentalbereiche beschränkte Nährgebiet deutlich stärker geneigt als das Zehrgebiet. Die größere Steilheit des Nährgebietes, sowie die Kanalisierung und Schuttbedeckung des Zehrgebietes heben sich in ihrer Wirkung auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen gegenseitig fast auf, sodass sich nur minimale Korrekturbeträge über den FSD ergeben. Für die vier untersuchten vorzeitlichen Gletschervorstöße resultieren Schneegrenzdepressionsbeträge von 985 m, 1349 m, 1405 m und 1719 m (Anhang 1). Angesichts der aus den geomorphologischen Befunden wahrscheinlich zu machenden Zuordnung zu den Stadien II, I, • 2 und • 1 liegen die Depressionsbeträge mit Ausnahme des jüngsten Stadiums 200 bis 300 m zu hoch. Der Grund hierfür ist weder in einer falschen Schneegrenzberechnung für den Dhaulagiri-E-Gletscher, noch in einer falschen Stadienzuordnung zu suchen, sondern in einem nicht in die Schneegrenzberechnung integrierbaren, zusätzlichen Eiszufluss des Gletschers im Kali Gandaki über die anderen Seitentalgletscher und über eine Auslassung des Tibetischen Inland-eises (vgl. KUHLE 2006: 189). Mit Ausnahme von Gletscherstadium II sind daher die Schneegrenzberechnungen des vorzeitlichen Dhaulagiri-E-Gletschers nicht für eine Stadienzuordnung geeignet. Wie der Dhaulagiri-E-Gletscher, erfuhr auch der vorzeitliche Miristi-Gletscher eine enge Kanalisierung und starke Schuttbedeckung seines Zehrgebiets. Anders als bei den Gletschern im unmittelbaren Durchbruchsbereich des Kali Gandaki durch den Hohen Himalaja, ist hier allerdings der Unterschied in der Neigungsstärke des Nähr- und Zehrgebiets nicht so extrem ausgeprägt, da der Talboden in einem deutlich höheren Niveau einsetzt als der des Durchbruchstals. Unter Berücksichtigung der rekonstruierten Gletschermächtigkeit ist dadurch, bei dem hier untersuchten vorzeitlichen Gletschervorstoß des Miristi-Gletschers, die Winkeldifferenz zwischen

Nähr- und Zehrgebiet so gering, dass sie kaum Einfluß auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen hat. Diese wird daher durch die Kanalisierung und Schuttbedeckung des Zehrgebiets bestimmt, wodurch über den FSD insgesamt eine korrektive Anhebung von 260 m erfolgt. Wie stark sich die Berücksichtigung der Gletschermächtigkeit auf den Korrekturbetrag über den FSD auswirken kann, zeigt eine Vergleichsrechnung. Bleibt die Gletschermächtigkeit unberücksichtigt, resultiert insgesamt eine korrektive Absenkung über den FSD von 79 m. Allein aus der Einbeziehung der Gletschermächtigkeit resultiert also eine Verschiebung der Schneegrenze um 339 m. Dass ein solcher Einfluss nicht unrealistisch ist, zeigt die Bestimmung der sich, durch die Einbeziehung der Gletschermächtigkeit bzw. Gletscheroberfläche, ergebenden Zunahme der Gletschernährgebietsfläche des Thini-Gletschers. In Vergletscherungsstadium • 1,2 vergrößert sich die Nährgebietsfläche hierdurch um fast 45 %. In der Möglichkeit der Berücksichtigung der Gletschermächtigkeit bei der Schneegrenzberechnung zeigt sich ein weiterer entscheidender Vorteil der Methode Kuhle gegenüber den Methoden Höfer und Louis, welche eine entsprechende Option nicht beinhalten. Die Wirkung des Reliefs auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen kommt somit gut über den FSD zum Ausdruck und die resultierende Schneegrenzdepression von 1275 m (Anhang 1), erlaubt unter Berücksichtigung der geomorphologischen Befunde eine Zuordnung des Gletschervorstoßes zum Hochglazial. Abgesehen vom reliefspezifischen Korrekturfaktor FSD, unterscheiden sich die hier verwendeten Methoden Höfer, Louis und Kuhle bezüglich der unterschiedlichen Definition der mittleren Nährgebietsobergrenze als oberes Ende der Gletschervertikalen. Dabei ist die in der Methode Kuhle verwendete mittlere Gipfelhöhe oberhalb des Basiswertes, insbesondere bei Kammverläufen ohne markante Gipfel, von einer subjektiven Auswahl der „prägnante[n] Gipfelpunkte“ (KUHLE 1986b: 42) abhängig. Um dies zu vermeiden, wird als methodische Weiterentwicklung in der Methode Jacobsen der arithmetische Mittelwert zwischen höchstem Gipfel und Basiswert als mittlere Nährgebietsobergrenze verwendet. Asymmetrische Kammverläufe werden hierdurch allerdings unzureichend widergegeben. Daher wird hier vorgeschlagen, als mittlere Nährgebietsobergrenze die mittlere Höhe der Kammumrahmung über dem Basiswert zu verwenden. Eine entsprechende Umsetzung erfolgte in der Methode Kuhle-Variante-2. Zum Vergleich wurden die Ergebnisse der Metho-

den Jacobsen und Kuhle-Variante-2 denen der Methode Kuhle gegenübergestellt (Figuren 14, 19, 42, 69, 94, 120, 123, Anhang 1). Bei beiden Alternativen ergeben sich nur geringe Abweichungen zur Methode Kuhle, die bei den Schneegrenzdepressionsbeträgen im Mittel weniger als 10 % betragen. In der Regel werden dabei etwas höhere Beträge der Schneegrenzdepression erzielt. Eine starke Beeinflussung der Ergebnisse der Methode Kuhle durch ein subjektives Bestimmungsverfahren der mittleren Nährgebietsobergrenze kann daher für die hier durchgeführten Schneegrenzberechnungen ausgeschlossen werden. Bezüglich der beiden Alternativ-Methoden Jacobsen und Kuhle-Variante-2 ist darauf hinzuweisen, dass diese in der hier gezeigten Form noch unvollständig sind. Um sie wirklich als eigenständige und vollwertige Schneegrenzberechnungsverfahren einsetzen zu können, wäre es erforderlich, die empirisch auf Basis der mittleren Gipfelhöhe über dem Basiswert ermittelten Regressionsgeraden für den Korrekturfaktor FSD neu zu berechnen. Sowohl die extreme Reliefdimension, als auch die starke Veränderung der Reliefverhältnisse, haben einen großen Einfluss auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen. Da von den hier verwendeten Methoden Höfer, Louis und Kuhle nur die Methode Kuhle über den reliefspezifischen Korrekturfaktor FSD eine Berücksichtigung der Reliefverhältnisse erlaubt, ergeben sich aus ihr die verlässlichsten Ergebnisse bei der Schneegrenzberechnung. Auch der Möglichkeit der Berücksichtigung der sich über die Eigenmächtigkeit des Gletschers ergebenden Nährgebietsvergrößerung im FSD kommt dabei eine nicht unerhebliche Bedeutung zu. So lassen sich über die Methode Kuhle die Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionsbeträge besonders für die jüngeren vorzeitlichen Vergletscherungsstadien verlässlich rekonstruieren. Eine gewisse Unsicherheit ergibt sich jedoch für einige ältere Gletschervorstöße, bei welchen die Gletscher aus ihren eng kanalisierten Seitentallagen in die flachen und breiten Bereiche des Muktinath-Beckens bzw. des Kali-Gandaki-Haupttalbodens vorstießen. Die Wirkung der sich durch diesen Reliefwechsel ergebenden Veränderungen der Gletscherzehrgebietseigenschaften auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen, ist mittels des FSD nur ungenau zu simulieren. Dies betrifft die älteren Vergletscherungsstadien des Thoron-Gletschers, des Madek-Dumda-Gletschers, des Thini-Gletschers und des Nilgiri-W-Gletschers. Die für den Dhaulagiri-E-Gletscher berechneten Schneegrenzdepressionen führen zu keinen realistischen

Resultaten, da bei deren Bestimmung der Eiszufluss benachbarter Seitentalgletscher und einer Auslassgletscherzunge des tibetischen Inlandeises (vgl. KUHLE (2006: 189) keine Berücksichtigung finden konnte. Dabei gilt es zu betonen, dass durch die genannten Unsicherheiten bei der Schneegrenzberechnung die absolute Stadienzuordnung nicht immer garantiert werden kann, die im Rahmen dieser Arbeit für einen Vergleich mit der pedochronologischen Datierung relevante Relativchronologie der Stadien innerhalb der jeweiligen Teilgebiete jedoch sicher abzuleiten ist.

9.3 Zusammenfassende Beurteilung der Möglichkeit der pedologischen Relativdatierung glazigener Akkumulationen in ausgewählten Einzugsgebieten des Kali Gandaki

Eine zusammenfassende Beurteilung der Möglichkeiten der pedologischen Relativdatierung für die einzelnen in dieser Arbeit untersuchten Teilregionen findet sich etwas ausführlicher am Ende des jeweiligen regionalen Kapitels (Kapitel 5-8). Hier werden diese daher nur kurz zusammengefasst, um anschließend die verwendeten Methoden (vgl. Tabellen 3, 4 und 7) in einem teilgebietübergreifenden Zusammenhang zu beurteilen.

Zusammengefasst ist eine pedologische Relativdatierung glazigener Standorte nahezu ohne Einschränkung nur bei den Profilen in den zentral gelegenen Gebieten des Thini Khola und im Dhampus-Becken möglich, da hier sowohl ausreichend humide und vergleichbare Klimabedingungen, als auch geringe Unterschiede in der Ausgangssubstratzusammensetzung gegeben sind. Dabei ist nicht nur eine Differenzierung zwischen Hoch-, Spät- und Neoglazial möglich, sondern auch innerhalb des Spätglazials. Lediglich für Bodenprofil 14 im Thini Khola ist über die granulometrischen Verwitterungsindizes eine korrekte Einordnung meist nicht möglich. Im Umfeld der Nilgiri-W-Abdachung sind es vor allem die unterschiedlichen Ausgangssubstrateigenschaften, die eine korrekte zeitliche Zuordnung, teilweise für Profil 16, teilweise für Profil 19, nicht erlauben. In den Gebieten der Himalaja-Nordabdachung, dem Thoron Khola und Madek Dumda Khola ist der Umfang der Bodenentwicklung angesichts des semiariden Klimas oft so gering, dass schon kleinste Unterschiede in den Standortbedingungen, die sich im Hochgebirgsraum nicht vermeiden lassen, eine Relativdatierung über den Verwitterungsgrad gar nicht oder nur bei der Verwendung einiger weniger Ver-

witterungsindizes möglich machen. Südlich des Dhampus-Beckens verhindern die Ausgangssubstratunterschiede generell die pedomische Relativdatierung, nur über die bei glazigenen Substraten weniger zuverlässigen granulometrischen Indizes ist eine korrekte Differenzierung möglich. Außerdem schränken hier die für die Himalaja-Südabdachung typischen Eigenschaften, d.h. ein hohes Maß an Reliefenergie, Niederschlag und anthropogener Nutzung, eine sichere Ableitung des relativen Alters der glazigenen Akkumulationen aus dem relativen Bodenalter zusätzlich ein, da eine hierfür notwendige ungestörte Bodenentwicklung, d.h. eine primäre Formerhaltung der Akkumulationen, nahezu ausgeschlossen ist. Einer generellen Eignung der pedologischen Relativdatierung von glazigenen Akkumulationen im Himalaja kann somit nicht entsprochen werden, da ein hierfür notwendiges Maß an Vergleichbarkeit der Bodenbildungsbedingungen und eine notwendige Kontinuität der Bodenbildung nicht gewährleistet ist. Über die Glazialgeomorphologie und die Schneegrenzberechnung, das zeigt sich deutlich in den Befunden der vorliegenden Arbeit, ist eine Relativdatierung glazigener Akkumulationen mit größerer Zuverlässigkeit möglich.

Bei ausreichend homologen Standortbedingungen zeigen die auf der Elementverlagerung basierenden Verwitterungsindizes (Tabelle 3) eine gute Eignung zur Differenzierung des Verwitterungsgrades der hier untersuchten Böden. In Bestätigung der Beobachtungen von BÄUMLER (2001: 108), dass im Tien Shan bei mittleren Jahresniederschlägen von weniger als 800-900 mm die Funktionalität solcher Indizes ariditätsbedingt nicht mehr gewährleistet ist, geben in den semiariden Gebieten des Thoron Khola und Madak Dumda Khola allerdings nur wenige, besonders aussagekräftige Indizes den Verwitterungsgrad korrekt wieder. Allgemein ist häufig dann eine gute Eignung zu beobachten, wenn in den Elementverlagerungsindizes eine größere Gruppe von Elementen unterschiedlicher Mobilität miteinander verglichen wird, da geringe lithochemische Unterschiede in den Ausgangssubstraten hierdurch besser ausgeglichen werden können. Hier sind beispielsweise der MWPI, Term 1 und Term 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981), NKCM/AFT, V, V_i, NKCM/A und der CIW zu nennen. Bei stark unterschiedlichen Carbonatgehalten der Ausgangssubstrate, wie im Thoron Khola, eignen sie sich allerdings weniger gut, da die meisten von ihnen Ca beinhalten. Hier zeigt sich dagegen die gute Funktionalität der auf diese Situation spezialisierten Indizes, wie

dem Feng-Index, CIA und dem A-CN-K-Dreiecksdiagramm, in welchen Ca insgesamt oder zumindest deren carbonatische Anteile rechnerisch eliminiert werden. Betrachtet man die Elemente im einzelnen, so eignet sich Na besonders gut als Indikator für Mobilität und Fe und Al als Indikatoren für Immobilität. K oder Mg geben sich hingegen als weniger verlässliche Mobilitätsindikatoren zu erkennen, was sich in einigen Talschaften bei der geringen Eignung von K_2O/Al_2O_3 , K_2O/TiO_2 , MgO/Al_2O_3 oder MgO/TiO_2 zeigt. Hier bestätigt sich die Neigung dieser Elemente zur Fixierung in Illiten (K), Vermikulit (K, Mg) oder Mg-Chlorit (Mg) (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992, BIRKELAND 1999). Si gilt als geringfügig mobiler in Relation zu Fe und Al, weshalb es als Indikator für Mobilität in den Indizes SiO_2/Al_2O_3 , SiO_2/Fe_2O_3 , FA/S und S/AFT eingesetzt wird. Vor allem bei carbonatreichen Böden, wie im Thini Khola und im Umfeld der Nilgiri-W-Abdachung, erweisen sich diese Indizes als ungeeignet. Dies liegt daran, dass hier der Si-Anteil eher vom Carbonatanteil des Ausgangssubstrates, als vom Verwitterungsgrad abhängig ist. Mit Ausnahme des Thini Khola empfehlen sich Spurenelemente enthaltende Indizes, wie $(Zr/P_2O_5) \cdot 10$, Ba/Sr und Rb/Sr, hier generell nicht als Verwitterungsindikatoren, da angesichts der geringen Spurenelementanteile schon geringfügige Abweichungen in den Ausgangssubstraten, wie sie gerade in glazigen transportierten Sedimenten nicht untypisch sind, sowie nahe der Nachweisgrenze auftretende Messungenauigkeiten, die Funktionalität beeinträchtigen.

In Gebieten mit relativ ähnlichen Standortverhältnissen erweisen sich die auf Basis der pedogenen Fe-Oxide erstellten Verwitterungsindizes (Tabelle 4) oft als gute Indikatoren für den Verwitterungsgrad der hier untersuchten Böden. Gelegentlich jedoch, so bei Bodenprofilen im Thoron Khola, im Bereich der Nilgiri-W-Abdachung und im Dhampus-Becken, geben die auf Fe_o basierenden Indizes Fe_o/Fe_t und besonders Fe_o/Fe_d, den Verwitterungsgrad nicht korrekt oder undeutlich wieder. Ein Grund für die Unzuverlässigkeit ist die widersprüchliche Veränderung der Fe_o-Menge während des Verwitterungsprozesses, von einer anfänglichen Zunahme zu einer Abnahme und Konstanz. Als zweiter Grund ist die ungenügend differenzierte Fe_o-Extraktionsmethode zu nennen, bei der ungewollt auch Magnetit, leicht lösliche silikatische Minerale oder metallorganische Komplexe mitgelöst werden (MCKEAGUE & DAY 1966: 19, BARIL 1967: 261). Der Bezug der pedogenen Oxide zu Fe_t, wie er in vielen Indizes zu finden

ist, soll die Vergleichbarkeit auch von Böden mit unterschiedlichem Gesamteisengehalt ermöglichen (BÄUMLER et al. 1996b: 69). Dieses Prinzip greift allerdings nur bedingt, weil es auf einem geschlossenen System des betrachteten Feinbodens aufbaut, welches in der Realität durch die Nachlieferung von silikatischem Fe aus dem Bodenskelett nicht gegeben ist. Fe_d/Fe_t und Fe_{d-o}/Fe_t sind dadurch im Thoron Khola nicht zur Relativdatierung geeignet. Pedogene Al-Oxide sind für eine Relativdatierung im Rahmen dieser Arbeit generell ungeeignet, da deren Bildung erst bei sehr viel älteren als den hier untersuchten Böden in nennenswertem Umfang einsetzt (vgl. FITZE 1982: 284). Die Farbindizes geben den Verwitterungsgrad der Böden zu ungenau wieder. Allerdings bestätigt die tendenziell etwas bessere Eignung des CDE gegenüber dem Alexander-Farindex, dass der Verzicht auf die zu stark vom Humusgehalt abhängige Dunkelstufe (Value) im CDE, wie von BUNTLEY & WESTIN (1965) behauptet, zu einer besseren Korrelation mit dem Verwitterungsgrad führt.

Viele der auf der Korngrößenverteilung basierenden Verwitterungsindizes (Tabelle 7) sind nicht dazu geeignet, den Verwitterungsgrad der hier untersuchten Böden korrekt wiederzugeben. Dies ist insbesondere im Thoron Khola und Madek Dumda Khola, aber auch bei einzelnen Bodenprofilen im Thini Khola und im Umfeld der Nilgiri-W-Abdachung zu beobachten. Neben den im Hochgebirge oft kleinräumig wechselnden geologischen Verhältnisse in den Gletschereinzugsgebieten ist vor allem die für unsortierte, glazigene Akkumulationen typische, auf kleinstem Raum, teilweise sogar innerhalb eines Bodenprofils, sich ändernde Korngrößenverteilung im Ausgangssubstrat hierfür verantwortlich zu machen. Auch die verschiedenen miteinander verglichenen Morärentypen, wie Grundmoräne, Endmoräne, Ufermoräne oder Ablationsmoräne, weisen genetisch bedingt unterschiedliche granulometrische

Zusammensetzungen auf. Selbst die Länge der Transportstrecke kann dabei den Feinheitsgrad des Korngrößenspektrums beeinflussen. Granulometrische Verwitterungsindizes sind daher bei Untersuchungen glazigener Substrate allenfalls als ergänzende Indikatoren zu den pedochemischen Verwitterungsindizes geeignet. Im Dhampus-Becken und dem sich südlich anschließenden Abschnitt des Kali Gandaki hat sich gezeigt, dass die in dieser Untersuchung, aufgrund der größeren Zuverlässigkeit, nur nach pedochemischen Kriterien lokalisierten Hauptverwitterungshorizonte nicht immer deckungsgleich mit den Zonen maximaler granulometrischer Verwitterung sind, wodurch sich hier rein methodisch bedingte Beeinträchtigungen der Aussagefähigkeit der korngrößenbasierten Verwitterungsindizes ergeben. Bei einem Vergleich der verschiedenen Indizes ist dem Tonanreicherungsindex, sowie der die Mächtigkeit und Dichte berücksichtigenden Ton- bzw. Schluffmasse die größte Zuverlässigkeit zu bescheinigen. Als völlig ungeeignet erweist sich dagegen der Feinschluffabreicherungsindex. Obwohl die Zunahme der feineren Schluffpartikel innerhalb der Schlufffraktion insbesondere durch Verwitterungsprozesse begünstigt werden und der Index dadurch unabhängiger von der Korngrößenzusammensetzung des Ausgangssubstrates sein soll (TORRENT & NETTLETON 1979), zeigt sich hier, dem widersprechend, gerade für diesen Index eine Überlagerung der verwitterungsbedingten Veränderungen durch die unterschiedliche Ausgangssubstratzusammensetzung. Auch der Feintonanreicherungsindex eignet sich für die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Böden nicht zur Differenzierung des Verwitterungsgrades, da eine aussagekräftige Zunahme des Indexwertes erst bei deutlich älteren, vorletzteiszeitlichen Bodenbildungen festzustellen ist, bei welchen die verwitterungsbedingte Nachlieferung von Tonpartikeln aus der Schluff- und Sandfraktion stark zurückgeht (vgl. LEVINE & CIOLKOSZ 1983).

10 Zusammenfassung

Um eine pedologische Relativdatierung glazigener Akkumulationen in ausgewählten Einzugsgebieten des Kali Gandaki, zwischen Annapurna- und Dhaulagiri-Himalaja in Zentral-Nepal gelegen, durchführen zu können, ist es zunächst von grundlegender Bedeutung, deren glazigenen Ursprung sicherzustellen. Eine entsprechende Verifizierung erfolgte durch ausführliche Diskussion der für das Untersuchungsgebiet bestehenden, zum Teil kontroversen glazialgeomorphologischen Untersuchungen (u.a. KUHLE 1982a, IWATA 1984, FORT 1985), welche durch eigene Geländebeobachtungen ergänzt wurden. Weiterhin dient die sich aus den glazialgeomorphologischen Befunden und detaillierten Schneegrenzberechnungen ergebende Relativchronologie dieser Akkumulationen als zeitlicher Bezugsrahmen, um die Möglichkeiten und Grenzen der pedologischen Relativdatierung überprüfen zu können. Dabei bietet das Kali Gandaki als antezedentes Himalaja-Durchbruchstal die Gelegenheit, auf engstem Raum den Auswirkungen unterschiedlicher klimatischer und geologisch-lithologischer Verhältnisse auf die Durchführbarkeit pedologischen Relativdatierungen nachzugehen.

Eindeutig lassen sich die für die Bodenprofilanlage ausgewählten Akkumulationen über die Glazialgeomorphologie und rekonstruierte Schneegrenzverläufe verschiedenen hoch-, spät- und neoglazialen Vergletscherungsstadien relativchronologisch zuordnen. Als Gliederungssystem dient hierfür das Vergletscherungsstadienschema von KUHLE (1982a) (Tabelle 1). Der Schneegrenzberechnung kommt dabei als Chronologiemmaßstab entscheidende Bedeutung zu.

Sowohl die extreme Reliefdimension, als auch die, sich aus der Durchbruchstalcharakteristik ergebende, starke Veränderung der Reliefverhältnisse haben einen großen Einfluss auf die Lage der Schneegrenze innerhalb der Gletschervertikalen. Da von den hier verwendeten Methoden nach HÖFER (1879), LOUIS (1954/55) und KUHLE (1986b) nur die Methode Kuhle, über den reliefspezifischen Faktor der Schneegrenzdifferenz (FSD), eine Berücksichtigung der Reliefverhältnisse erlaubt, ergeben sich aus ihr die verlässlichsten Ergebnisse bei der Schneegrenzberechnung. Auch der Möglichkeit der Berücksichtigung der sich über die Eigenmächtigkeit des Gletschers ergebenden Nährgebietsvergrößerung im FSD kommt dabei eine nicht unerhebliche Bedeutung zu. Eine Unsicherheit ergibt sich jedoch für einige ältere Gletschervorstöße, bei welchen die Gletscher aus

ihren enger kanalisierten Seitentallagen in die flachen und breiten Bereiche des Muktinath-Beckens bzw. des Kali-Gandaki-Haupttalbodens vorstießen, da dieser Reliefwechsel mittels des FSD nur ungenau zu simulieren ist. Die für den hoch- und frühspätglazialen Dhaulagiri-E-Gletscher berechneten Schneegrenzdepressionen führen zu keinen realistischen Resultaten, da bei deren Bestimmung der Eiszufluss benachbarter Seitentalgletscher und einer Auslassgletscherzunge des tibetischen Inlandeises (vgl. KUHLE 2006: 189) keine Berücksichtigung finden konnte. Die im Rahmen dieser Arbeit für einen Vergleich mit der pedochronologischen Datierung relevante relative Chronologie der Stadien innerhalb der jeweiligen Teilgebiete ist jedoch trotz der genannten Unsicherheiten sicher abzuleiten.

In Gebieten mit relativ ähnlichen Bodenbildungsbedingungen ist eine Ableitung des Verwitterungsgrades der Böden über einen Großteil der auf der Elementverlagerung und der Entstehung pedogener Oxide basierenden Verwitterungsindizes möglich. Angesichts der für glazigene Depositionen typischen, generell heterogenen Korngrößenzusammensetzung der Ausgangssubstrate, erweisen sich granulometrische Verwitterungsindizes dagegen meist als ungeeignet.

Eine Relativdatierung glazigener Standorte mittels pedochemischer und granulometrischer Verwitterungsindizes ist nahezu ohne Einschränkung nur bei den Profilen im Thini Khola und im Dhampus-Becken möglich, da hier sowohl ausreichend humide und vergleichbare Klimabedingungen, als auch geringe Unterschiede in der Ausgangssubstratzusammensetzung gegeben sind. Dabei ist nicht nur eine Differenzierung zwischen Hoch-, Spät- und Neoglazial möglich, sondern auch innerhalb des Spätglazials. Im Umfeld der Nilgiri-W-Abdachung sind es vor allem die unterschiedlichen Ausgangssubstrateigenschaften, die eine korrekte zeitliche Zuordnung für einzelne Profile nicht erlauben. Im Thoron Khola und Madek Dumda Khola nördlich des Hohen Himalaja wird die pedochronologische Relativdatierung neben unterschiedlichen Ausgangssubstraten durch die semiariden Klimaverhältnisse beeinträchtigt. Trotzdem ermöglichen hier ausgewählte, besonders zuverlässige Verwitterungsindizes eine Relativdatierung der glazigenen Standorte. Südlich des Dhampus-Beckens verhindern die Ausgangssubstratunterschiede generell die pedochemische Relativdatierung. Außerdem schränken hier die für die Himalaja-Südabdachung typischen Eigenschaften,

d.h. ein hohes Maß an Reliefenergie, Niederschlag und anthropogener Nutzung, eine sichere Ableitung des relativen Alters der glazigenen Akkumulationen aus dem relativen Bodentaler zusätzlich ein, da eine hierfür notwendige ungestörte Bodenentwicklung, d.h. eine primäre Formerhaltung der Akkumulationen, nahezu ausgeschlossen ist. Einer generellen Eignung der pedologischen Relativdatierung von

glazigenen Akkumulationen im Himalaja kann angesichts heterogener Bodenbildungsbedingungen und fehlender Bodenbildungskontinuität somit nicht entsprochen werden. Über die Glazialgeomorphologie und die Schneegrenzberechnung ist eine Relativdatierung glazigener Akkumulationen mit größerer Zuverlässigkeit möglich.

11 Extended Summary

11.1 Glaciogeomorphological findings of selective catchment areas of the Kali Gandaki

Glaciogeomorphological investigations in the catchment area of the Kali Gandaki were conducted by the author, and subsequently compared extensively with current literature of glaciogeomorphology for the area under investigation (KUHLE 1982b, IWATA 1984, FORT 1985, et al.). The goal was to first establish the glacial origin of the accumulations used for testing the method of pedological relative dating of glacial accumulations. Secondly, to test the options for the method of pedological relative dating by applying the relative chronology of these accumulations, which result from the spatial distribution of glaciogeomorphological indicators and detailed equilibrium line altitude (ELA) calculations. Thereby, the accumulations selected for the soil profiles, can clearly be allocated to the relative chronology via glaciogeomorphology, supplemented by ELA calculations (Figures 10, 65, 115). Here, the KUHLE glacier stadia scheme (1982a) (Table 1) serves as classification system. Only those former glacier stadia are extensively reconstructed and documented via ELA calculations, which are in direct relationship to the glacial accumulations that are assessed through pedological relative dating, since here the complete reconstruction of glaciation history is not at the centre of interest. The youngest glacier stadia are thereby not taken into consideration, because for the pedochronological investigation adequate soil development is not possible due to the cool climate characteristic at these high altitude locations. Because of this incomplete reconstruction, the accurate categorization of the ELA calculation is awarded essential meaning, and will therefore be discussed in detail.

The geomorphological investigation confirms the general spatial dimension and timely stratification of by KUHLE (1980, 1982a, 1983) reconstructed glaciation expansion. The less detailed results of IWATA (1984) and FORT (1985, 2000), however, can only roughly be affirmed for the Thoron Khola and Madek Dumda Khola area, while their results clearly show a too slight glaciation expansion in the other investigation areas. This contradiction is illustrated by the ELA calculations, which however, were not conducted by either of the two authors. Thus, for the by FORT (1985) reconstructed high-glacial Thoron Glacier at the comparatively arid Himalayan northern slope, an ELA depression of 1163 m is calcu-

lated, while a depression of only 500 to 600 m is calculated for the by FORT (2000) reconstructed high-glacial Miristi glacier on the clearly more humid southern side of the Himalaya.

Three former glacier advances were reconstructed for the Thoron-Glacier. In stadium V, the glacier advanced down to 4200 m asl, in stadium IV down to 3800 m asl, and in stadium I, entering the Mukti-nath Basin, down to 3245 m asl. The rock base at soil profile 3 was last reached by the glacier of stadium IV; the lateral moraine with soil profile 2 is assigned to stadium II, and the moraine wall at soil profile 9 can be assigned to stadium I. The glacier in the left tributary valley of the Thoron Khola reached in stadium III, to which the lateral moraine with soil profile II is to be assigned, at least down to 3935 m asl.

In the currently non-glaciated Madek Dumda Khola, four former glacier advances could be documented. In the stadia IV, III, II, and 0, the Madek-Dumda Glacier reached down to 4330, 4080, 3700, and 3505 m asl, whereby in stadium II it advanced slightly, and in stadium 0 it advanced far into the Mukti-nath Basin. The polished rock at soil profile 4 was last reached by the glacier of stadium IV; the lateral moraine with soil profile 5 can be assigned to stadium III, and the lateral moraine with the soil profiles 6 and 7 to stadium II.

The high-glacial Dhanladada-Glacier, which can be assigned to the laterofrontal moraine with soil profile 8, formed an ice margin in 3850 m asl.

Four glaciation stadia were reconstructed for the former Thini-Glacier. In stadia III, II, I, and the combined stadia • 1, 2 the glacier advanced down to 3000, 2800, 2640, and at least 2600 m asl. In stadium II and • 1, 2 the glacier still reached the Kali Gandaki. For stadium • 1, 2, due to a confluence with another glacier stream, only a minimum advance can be reconstructed. The podestral (ground) moraine with soil profile 14 is assigned to stadium III, the ground and ablation moraine at soil profile 15 is assigned to stadium II, the lateral moraine at soil profile 13 to stadium I, and the lateral moraine at soil profile 12 to stadium • 1, 2.

Three former glacier stadia were reconstructed for the Chokopani-Glacier, the Chiman-Glacier, and the Nilgiri-W-Glacier that formed due to confluence of the first two. In stadium V the Chokopani-Glacier advanced down to 2800 m asl, in stadium II the Chiman-Glacier down to 2720 m asl, and in the Highglacial the Nilgiri-W-Glacier down to at least

2520 m asl, whereby the last formed a confluence with the Dhaulagiri-E-Glacier. The moraine ridge at soil profile 17 can be assigned to stadium V, the laterofrontal moraine at soil profile 18 to stadium II, and the kame terrace at soil profile 16 was formed during the high-glacial glaciation period.

The pedestral moraine with soil profile 19 can be assigned to the advancement of the Thapa-Glacier in stadium • 1, 2, when it still reached at least down to 2580 m asl.

For the Dhaulagiri-E-Glacier and other partial streams, which, including an outlet glacier tongue of the Tibetan inland ice (see KUHLE 2006: 189), formed a confluent glacier stream along the Kali Gandaki south of the Higher Himalaya, four glacier stadia II, I, • 2 and • 1 were reconstructed in which the main glacier advanced down to 2400, 1870, 1750, and about 1200 m asl, respectively. The dividing moraine at soil profile 22 can be assigned to stadium II, the terminal moraine at soil profile 23 forms the ice margin of stadium I, the dividing moraine at soil profile 21 is to be assigned to stadium • 2, and the lateral moraine terrace at soil profile 24 to stadium • 1.

For the Miristi-Glacier down valley of its confluence with the glacier tongue in the Kali Gandaki, the high-glacial glacier stadium was reconstructed, in which the glacier advanced at least down to an altitude of 1160 m asl in the area of the Aul Khola mouth. The ground moraine ramp at soil profile 25 and the moraine gusset at soil profile 26 are to be assigned to this stadium.

11.2 Concluding assessment of the ELA-calculation of former glacier stadia in selected catchment areas of the Kali Gandaki

For the reconstruction of former ELAs in the Himalaya, the group of the TSAM methods is most suited. In this investigation the Kuhle method (KUHLE 1986b) that is particularly tailored to the extreme high mountain relief, as well as the widely used methods of Höfer (HÖFER 1879) and Louis (LOUIS 1954/55), have been applied. Applying the relief specific correction factor FSD (Factor for snowline deviation) in the method Kuhle, it is thereby possible to simulate the shifting position of the ELA within the vertical extension of the glacier in dependence on the relief characteristics and glacial type. The results of this work illustrate that as a rule, the Louis method results in the highest ELAs and the lowest ELA depressions, while the method of Höfer yields

the lowest ELAs and the highest ELA depressions.

In affirmation of the literature, the Louis method tends to overestimate the ELA, since using the maximum peak height, especially for large glaciers in mountain ranges with high relief energy, leads to an overly high position of the glacier upper limit (see GROSS et al. 1976, BENN & LEHMKUHL 2000). With respect to the Höfer method, the suspicion already voiced by Höfer (1879: 351) himself, that with the use of his method, the for the Himalaya typically high elevated, and with marginal gradient toward the valley moving ridge progressions, would lead to a too low ELA, can be affirmed. Clearly to be disputed, however, is the statement of GROSS et al. (1976: 236) that the Höfer method leads to an overestimation of the ELA. The reason for this can be found in a wrong computation of the mean ridge height above the ELA and consequently of the ELA itself within the Höfer method, based on the erroneous assumption that otherwise the ELA could not be calculated due to a circular conclusion (GROSS et al. 1976: 236). As is evidenced by this study, the Kuhle method mediates between the empiric overly high values of the Louis method and the overly low values of the Höfer method, because of a mediating definition of the accumulation zone upper limit. Additionally, over the FSD, Kuhle allows for a high degree of adaptation to the extreme Himalaya relief, and within limitations from the change of the relief constellation, which stems from transverse valley's characteristics of the Kali Gandaki. Therefore, the results of the Kuhle method must be affirmed as reflecting the greatest conformity with the actual values of the ELA and the ELA depression. Consequently, these values are primarily used for the classification of the respective glacier stadia in the by KUHLE (1982a) produced glacier stadia scheme (Table 1).

The Thoron Khola at the most northern of the here investigated tributary valleys of the Kali Gandaki already belongs to the Inner Himalaya. In relation to the Higher Himalaya, a less steep relief, but simultaneous a higher relief variability is herewith associated. Due to the relatively smooth relief, the differences between the calculation methods for the ELA are not that great. However, the clear relief change as a result of the varying glacial expansions between the younger and older glacier stadia, leads to greater variations of the ELA depressions. This emphasizes the relevance of using the relief specific FSD for the ELA calculations, because the ELA depressions are decisive for the stadium classification. The three younger of the four investigated former glacier sta-

dia evidence relief characteristics that can be simulated satisfactorily with the KUHLE method. At resulting ELA depressions of 468 m, 654 m and 698 m (Appendage 1), the status of these glaciers can be assigned to the stadia V, IV and III in accordance with the geomorphological results. The minor sloping of the accumulation area and the canalisation, as well as the strong debris cover of the ablation zone, lead aligned to an over the FSD simulated elevation of the equilibrium line within the vertical extensions of the glacier. The plateau type formation of the accumulation area in the region of the wide mountain-pass elevation of the Thoron La, can thereby be attributed to the, in relation to the Higher Himalaya, less steep topography of the Inner Himalaya. The ELA depressions obtained via the Kuhle method, are similar to the ones obtained via the Louis method. A relatively satisfying applicability can be confirmed for the Louis method at mountain ranges with less steep relief conditions and limited glacier expansion, as described by BENN & LEHMKUHL (2000) for the Mongolian Altai. The classification of the oldest advance to stadium I, is with the application of geomorphological results and absolute dating probable, however, not certain. Also for to the reconstructed ELA depression of 1163 m (Appendix 1), there is a greater uncertainty due to the distinct relief changes, which results from the transition of the glacier ablation zone moving out of the narrow valley vessel of the Thoron Khola into the flat and wide Muktinath Basin. The influence of the varied angle difference between accumulation and ablation zones at the ELA position can be simulated without problems by its direct and continuous consideration over the FSD in the Kuhle method. In contrast, it is more difficult to simulate the resulting creeping changeover of a canalisation into a rather outflowing ablation zone relative to its effect on the position of the ELA. For this procedure, only four different types of glacier groups are available over the FSD in the Kuhle method. Although, these allow for the consideration of a canalisation and a strong debris cover of the ablation zone for the glacier group II, or the consideration of an outflowing ablation zone with little debris, for glacier group IV (see Table 2), they do not allow for the kind of transition between these two variants that are observed here. To this rough classification, a special controversy is added due to the fact that the described glacier characteristics contradictorily affect the correction of the ELA. The canalisation and the debris cover leads to an elevation while the outflow, and the thin debris cover, lead to a depression of the ELA. In order to

approximate the transition type of the ablation zone in the case at hand, the equilibrium line was first calculated by applying glacier group II as well as glacier group IV, and subsequently a median value was formulated.

Since the directly neighbouring Madek Dumda Khola is currently non-glaciated, only ELAs, but no ELA depressions could be calculated here. The three younger former glacier advances, which were confined to the cirque of the Madek Dumda Kholas and/or its immediate vicinity, can be assigned to the late glacial stadia IV, III and II with reconstructed ELAs of 4701 m, 4562 m, and 4375 m asl (Appendage 1). Just like in the Thoron Khola, the influence of the relief on the position of the ELA for these younger stadia can easily be simulated over the FSD. The depression, resulting from the steeper accumulation area relative to the ablation zone, is thereby, due to the elevation resulting from the canalisation and debris cover, slightly more compensated for, so that an overall slight corrective elevation occurs. The oldest glacier advance examined here, extended, however, far into the Muktinath basin, just like before at the Thoron Khola. Therefore, also here a transition from a channelled to an overflowing ablation area may be assumed. However, since this process was more complete in relation to the Thoron-Glacier, at the FSD glacier group IV is applied exclusively, which leads to a corrective depression. At a resulting ELA of 4098 m asl, this advance can be allocated to the High Glacial. Although, the ELA calculation for the oldest stadium through the advance of the glacier into the Muktinath Basin is subject to particular uncertainties, and the stadium classification is made using the ELA, but not the amounts of ELA depressions, a chronological classification is still reliable. The reason being that due to the overall slight glacier expansion, the method specific divergences remain marginal.

The Thini Khola and the valleys near the Nilgiri-W-slope, as tributary valleys in the direct transverse area of the Kali Gandaki through the Higher Himalaya, exhibit comparable characteristics with respect to their glaciation history and the influence of the relief on the position of the ELA within the vertical extensions of the glacier. If the glaciation is like in younger former stadia, limited to the tributary valleys or their direct mouth area, the accumulation zone slopes steeper than the ablation zone, and the ablation zone has a relatively narrow canalisation and a strong debris cover. As with the younger stadia of the Madek-Dumda-Glacier, the former causes a deeper, the latter in contrast a higher ELA position

within the vertical extensions of the glacier. To be simulated well over the FSD in the Kuhle method, this reciprocal compensation only leads to slight, partially positive, particularly negative relief-based shifts of the ELA. In completion of the geomorphological results, the resulting ELA depressions of 778 m, 830 m, 555 m, 1142 m, and 1366 m (Appendage 1) allow for a classification to the stadia III and II of the Thini-Glacier, as well as stadium V of the Chokopani-Glacier, stadium II of the Chiman-Glacier, and stadium • 1, 2 of the Thapa-Glacier. The comparatively low depression of 830 m for stadium II of the Thini-Glacier is thereby presumably attributable to the calving of the glacier tongue into a late glacial moraine dammed lake that filled the Kali Gandaki. The situation is more complicated for the older stadia, during which the glaciers partially advanced into the very flat, wide, and deep Kali Gandaki lying below the ELA. The situation of the relief changed similarly to the one for the Thoron- and the Madek-Dumda-Glacier at their advance into the Muktinath Basin. This by itself, however, does still not explain how at this location at the FSD in Kuhle's method glacier group IV was used instead of glacier group II, since the decrease of canalisation was limited and not as extreme as in the Muktinath Basin. However, glacier group IV, aside from an uncanalised ablation zone, also considers the breaking-off and the calving of glacier tongues, since these also lead to a higher position of the ELA within the vertical extensions of the glacier. Even though, a breaking-off or calving of the glacier tongue can be excluded for the here considered glaciers, the applied ice margins do not perforce conform with the actual glacier terminus, but rather to the confluence area of other glacier tongues. This can equate to a breaking-off or calving of the glaciers with respect to the effect on the ELA within the vertical extensions of the glacier. In combination with a reduced canalization, this justifies the use of glacier group IV for the determination of the revised amount over the FSD. Hence, for the oldest glacier advances of the Thini-Glacier and of the Nilgiri-West-Glacier examined here, glacier group IV is applied, and thereby results in a clear corrective depression of the ELA to around 418 m and 619 m. For the second, somewhat younger glacial advance of the Thini-Glacier, which had still advanced into the Kali Gandaki, however, the ELA was calculated using both, the glacier group II as well as glacier group IV, and subsequently, the mean value was formulated from both in order to illustrate the transition stadium of the relief change (just like at the

Thoron-Glacier). The justification for such a transition phase illustrates a comparison of the individual results, which exhibit a variation of almost 500 m just in the change of the group of glaciers. Taking the geomorphological results into consideration, the two advances of the Thini-Glacier can be assigned to stadium I and the joint stadia • 1, 2 at resulting ELA depressions of 1184 m and 1432 m. The advance of the Nilgiri-West-Glacier with an ELA depression of 1453 m can be allocated to the High Glacial (Appendage 1). Due to the extensive shifting of results caused by the change of the glacier group, these stadium classifications are however subject to a greater improbability than for the younger advances of these glaciers.

As with the Thini- and the Nilgiri-West-Glacier, also the Dhaulagiri-East-Glacier advanced out of a steep tributary valley far into the clearly more flat Kali Gandaki. However, in contrast to that location, here the glacier group characteristics did not change, since the Kali Gandaki at the transverse area of the southern Higher Himalaya becomes clearly narrower, and consequently a canalisation of the ablation zone also takes place at older stadia. The influence of the relief on the position of the ELA within the vertical extensions of the glacier can therefore also be simulated reliably over the FSD of the Kuhle method. In all four of the here considered former glacier stadia, the accumulation area was limited to the steep tributary valleys, and thus clearly more strongly sloped than the ablation area. The greater steepness of the accumulation area, as well as the canalisation and debris cover of the ablation area, almost zero out in their effect on the ELA position within the vertical extensions of the glacier, so that only minimal corrections are obtained over the FSD. For the four investigated former glacier advances, the ELA depression results are 985 m, 1349 m, 1405 m, and 1719 m (Appendage 1). In view of the probable classification to the stadia II, I, • 2, and • 1, which is based on geomorphological findings, the depressions, with exception of the youngest stadium, are 200 to 300 m too high. The reason is neither to be looked for in an incorrect ELA calculation for the Dhaulagiri-E-Glacier, nor in an incorrect stadium classification. It can rather be found in a non-integrable additional ice inflow into the glacier in the Kali Gandaki by the other tributary valley glaciers and an outlet tongue of the Tibetan inland ice (see KUHLE 2006: 189). Hence, with exception of glacier stadium II, the ELA-calculations of the former Dhaulagiri-E-Glacier are not adequate for a stadium classification.

Just like the Dhaulagiri-E-Glacier, also the former Miristi-Glacier experienced a narrow canalisation and a strong debris cover in its ablation zone. Differing from other glaciers within the direct transverse area of the Kali Gandaki through the Higher Himalaya, here the difference in the sloping of the accumulation and ablation zones are not that extremely distinct, since the valley bottom starts at a clearly higher level than at the transverse valley. Therefore, taking the reconstructed glacier thickness into consideration, the angle difference between accumulation and ablation area at the investigated former glacial advance of the Miristi-Glacier is so minor that it has hardly any influence on the ELA position within the vertical extensions of the glacier. Hence, the position is determined based on the canalisation and debris cover of the ablation zone, whereby an overall corrective increase of an upward shift of 260 m occurs over the FSD. How strongly the consideration of the glacier thickness can affect the corrected amount over the FSD, is shown in a comparative calculation. If the glacier thickness is factored out, the result is an overall corrective depression of 79 m over the FSD. Just by considering solely the glacier thickness, the ELA will shift 339 m upward. That such an influence is not unrealistic, is illustrated by the determination of the resulting increase of the glacier accumulation area of the Thini-Glacier, which is based on the inclusion of the glacier thickness and respectively the glacier surface. In glacier stadium • 1, 2 the accumulation area increases thereby almost 45 %. The possibility to include the glacier thickness into the ELA calculation further illustrates a decisive advantage of the Kuhle method over the methods of Höfer and Louis, which do not include such an option. The effect of the relief on the position of the ELA within the vertical extensions of the Miristi-Glacier, is therefore adequately expressed over the FSD, and - taking the geomorphological findings into consideration - the resulting ELA depression of 1275 m (Appendage 1) will allow a classification of the glacier advancement to the High Glacial.

Aside from the relief specific correction factor FSD, the methods Höfer, Louis and Kuhle used here, differ with regard to the different designation of the mean of the upper limit of the accumulation area as being the upper end of the glacier verticals. Thereby, the in the Kuhle method utilized average peak height above the base value, in particular for those areas without pronounced peaks, is dependant on the subjective selection of the „*distinctive peaks*“ (KUHLE 1986b: 42). A methodical development in the

Jacobsen method avoids this by using the arithmetic average value between the highest peak and the base value as average upper limit of the accumulation area. However, asymmetric ridge progressions are here reflected inadequately. Therefore, it is suggested here to use the average ridge height above the base value as the average upper accumulation zone limit. A corresponding implementation took place in the method Kuhle-Variante-2. For sake of comparison, the results of the methods Jacobsen and Kuhle-Variante-2 were compared with the Kuhle method (Figures 14, 19, 42, 69, 94, 120, 123, Appendage 1). Both alternatives deviate only slightly from the Kuhle method, which at an average ELA depression is less than 10 %. As a rule, somewhat higher levels of the ELA depression are hereby obtained. A strong influence on the results of the Kuhle method through application of a subjective determination process of the average upper limit of the accumulation area can therefore be excluded for the ELA-calculation performed here. Regarding the two alternative methods, Jacobsen and the Kuhle-Variante-2, it should be mentioned, that these are still incomplete in their here illustrated form. In order to actually utilize them as self-standing and adequate calculation procedures, it would be necessary to recalculate the empirically determined regression degrees that are based on the average ridge height above the base value, for the correction factor FSD.

The extreme relief dimensions as well as the strong changes of the relief conditions, have a great influence on the ELA position within the vertical extensions of the glacier. Since of the here applied methods Höfer, Louis and Kuhle, only the Kuhle method allows for the consideration of the relief conditions over the relief specific correction factor FSD, this method yields reliable results for the ELA-calculation. Also, the possible consideration of the from the glacier thickness stemming expansion of the accumulation area in the FSD, is thereby given a significant meaning. Thus, with the method Kuhle, the ELAs and ELA depressions, especially for the younger former glacier stadia, can be reliably reconstructed. A certain improbability, however, remains for some of the older glacier advances, during which the glaciers pushed out of their narrow canalised tributary valleys into the flat and wide areas of the Muktinath Basin or the Kali Gandaki main valley bottom. The effect of the changes of the glacier ablation area characteristics that arise as a result of this relief change on the ELA position within the vertical extensions of the glacier can be simulated via the FSD only inaccurately. This concerns the older gla-

cier stadia of the Thoron-, the Madek-Dumda-, the Thini- and the Nilgiri-West-Glacier. The ELA depressions calculated for the Dhaulagiri-East-Glacier do not lead to realistic results, since at the time they were calculated for, the ice flow of neighbouring tributary valley glaciers and an outlet glacier tongue of the Tibetan inland ice could not be taken into consideration (see KUHLE 2006: 189). Thereby, it must be mentioned that given the previously stated uncertainties of the ELA calculation, the absolute stadium classification cannot always be guaranteed. However, the relative chronology of the stadia - being relevant for a comparison with the pedochronological dating within the framework of this study - can adequately be derived within the respective subareas.

11.3 Concluding assessment of the options for pedological relative dating of glacialic accumulations in selected catchment areas of the Kali Gandaki

The individual assessments of the pedological relative dating options will briefly be summarized here for the purpose of a subsequently evaluation of the applied methods (see Tables 3, 4, and 7) in a subarea-overarching connection.

Summarizing, a pedological relative dating of glacialic sites without almost any restrictions is only possible for profiles in the central areas of the Thini Khola and in the Dhampus Basin, since here adequate humid and comparatively climate conditions as well as minor variations in the parent material composition are existent. Thereby a differentiation is not only possible between the High-, Late-, and Neoglacial, but also within the Late Glacial. Only for soil profile 14 in the Thini Khola, a correct classification over the granulometric weathering indices is often not possible. In the vicinity of the Nilgiri western slope, in particular the different parent material characteristics partly prevent a correct temporal classification for soil profile 16 and 19. In the areas of the Himalaya northern slope, the Thoron Khola and Madek Dumda Khola, the extent of the soil development often is insignificant in view of the semiarid climate. Hence even the smallest variations in the site conditions, which are unavoidable in high mountain areas, a relative dating via the degree of weathering is not at all, or only possible through the application of some few weathering indices. South of the Dhampus Basin, variations of the parent material prevent pedochemical relative dating, and only

over the granulometric indices, which are less reliable in glacialic substrates, a correct differentiation is possible. Further more, the for the southern slope of the Himalaya typical characteristics, e.g., a high degree of relief energy, precipitation, and anthropogenic use, additionally preclude here a reliable derivation of the relative soil age in glacialic accumulations, since the for this purpose required undisturbed soil development, e.g., a primary form conservation of the accumulations, is nearly impossible here. A general suitability of the pedological relative dating of glacial accumulations in the Himalaya is thereby not given, since the for this purpose necessary degree of comparability of the pedogenetic conditions, and a required continuity of the soil formation is not warranted. As is clearly illustrated in this study, relative dating of glacialic accumulations is possible with greater reliability through glaciogeomorphological investigations and the ELA-calculations.

At adequate homogeneous site conditions, the weathering indices depending on the element dislocation (Table 3) reflect a satisfactory applicability for the differentiation of the weathering degree of the here investigated soils. Confirming the observations of BÄUMLER (2001: 108), namely that in the Tien Shan with an average annual precipitations of less than 800-900 mm, the functionality of such indices is no longer warranted due to the aridity. Hence in the semiarid areas of the Thoron Khola and Madek Dumda Khola only a few significant indices reflect the weathering degree correctly. In general, a satisfying suitability can often be observed, when in the element-dislocation indices a larger group of elements are compared to each other, since lithochemical differences in the parent material can hereby be compensated for. Here, for example, the MWPI, Term 1 and Term 2 according to KRONBERG & NESBITT (1981), NKCM/AFT, V, V_i, NKCM/A, and the CIW should be named. At strongly varying carbon content of the parent material, such as those in the Thoron Khola, these indices are, however, less suitable, since most of them contain Ca. Nevertheless, here it shows that a satisfactory functionality of the for this situation specialized indices, e.g., the Feng-Index, CIA, and the A-CN-K ternary diagram, can be observed, due to the arithmetically eliminated content of Ca or at least its carbonatic fraction. Considering the elements individually, Na is especially suitable as an indicator for mobility, and Fe and Al as indicators for immobility. K or Mg, in contrast, are to be recognized as less reliable mobil-

ity indicators, which shows in some valleys through the low suitability of K_2O/Al_2O_3 , K_2O/TiO_2 , MgO/Al_2O_3 or MgO/TiO_2 . Here, the tendency of these elements for the fixation in illites (K), vermiculite (K, Mg) or Mg-chlorite (Mg) (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992, BIRKELAND 1999) is affirmed. Si is considered less mobile in relation to Fe and Al, wherefore it is used as indicator for mobility in the indices SiO_2/Al_2O_3 , SiO_2/Fe_2O_3 , FA/S and S/AFT. Especially in carbonate rich soils, like in the Thini Khola, and in the vicinity of the Nilgiri-W slope, these indices prove unsuitable. The reason is that here the Si-ratio depends rather on the carbonate ratio of the parent material, then on the weathering degree. With exception of the Thini Khola, trace elements containing indices, such as $(Zr/P_2O_5)*10$, Ba/Sr and Rb/Sr, are here generally not recommended as weathering indicators. The reason being that since in view of the minor trace element ratios, minor deviations in the parent material, as they are especially in glacially transported sediments not untypical, can affect the functionality. A second reason is the near the detection limit occurring measuring inaccuracy.

In regions with relative similar site conditions, the weathering indices based on the production of pedogenic Fe-oxides (Table 4) often prove as good indicators for degree of soil development in the here investigated soils. In the area of the Nilgiri-West slope and in the Dhampus Basin, the on Fe_o based indices Fe_o/Fe_t and especially Fe_o/Fe_d , reflect the weathering degree not correctly or only vaguely. One reason for this unreliability is the contradictory change of the Fe_o amount during the weathering processes, starting with an initial increase up to a decrease and finally constant values. The second reason is the insufficient differentiated Fe_o -extraction method, in which inadvertently also magnetite, easily soluble silicate-bound minerals, or metal-organic complexes are dissolved (MCKEAGUE & DAY 1966: 19, BARIL 1967: 261). The relation of the pedogenic oxides to total Fe (Fe_t), as it is found in many indices, should even allow the comparability of soils with varying total iron content (BÄUMLER et al. 1996b: 69). This principle however, is only conditionally valid, because it is based on a closed system of the considered silt, which in reality is not given to the replenishment of the silicate-bound Fe from the soil skeleton. Fe_d/Fe_t and Fe_{d-o}/Fe_t are therefore not suitable for relative dating in the Thoron Khola. For the purpose of this work, pedogenic Al oxides are generally not suitable for relative dating, since their formation occurs only in

soils that are much older than the ones investigated here (see FITZE 1982: 284). The soil colour indices generally reflect the weathering degree too inaccurately. However, the tendentially somewhat better suitability for the CDE in contrast to the Alexander colour index approves, that the relinquishment of the strongly humus-content dependent colour-value in the CDE, as asserted by BUNTLEY & WESTIN (1965), results in a better correlation with the weathering degree.

Many of the weathering indices based on the grain size distribution (Table 7) are not suitable to show correct results for the weathering degree of the here investigated soils. This can be observed in the Thoron Khola and Madek Dumda Khola, and with individual soil profiles in the Thini Khola, and the vicinity of the Nilgiri-W slope. Aside from the in the high mountain areas often on a small-scale varying geological conditions in the glacial catchment areas, this is caused foremost by the for the unsorted glacially accumulations typical, on the smallest scale, partially even within only one soil profile, changing grain size distribution in the parent material. In addition, the different moraine types, such as the ground moraine, terminal moraine, lateral moraine, or ablation moraine, having been compared with each other, evidence hereditary varying granulometric compositions. Even the length of the transportation route can thereby determine the fineness degree of the grain size spectrum. Granulometric weathering indices are therefore in investigations of glacial substrates at best only suitable as supplemental indicators to the pedochemical weathering indices. To allow a greater reliability of the results in this investigation, main weathering horizons of the profiles were compared, being localised only according to pedochemical criteria. As shown for the Dhampus Basin and the southern adjacent section of the Kali Gandaki, these zones are not always congruent with the zones of maximal granulometric weathering. Hence the informational value of the weathering indices based on the grain size distribution is reduced in here. Comparing different indices, the greatest reliability can be affirmed for the clay enrichment index, as well the soil depth and soil density considering clay and silt mass. As completely unsuitable, however, proves to be the fine silt enrichment index. According to TORRENT & NETTLETON (1979), the increase of the finer silt particles within the silt fraction in particular profits from the weathering processes, and the index becomes thereby less dependent on the grain size composition of the parent material. Contradictory to

these facts, it is shown here, especially for this index, a modification of the weathering dependant changes by the varying parent material compositions. Within the framework of this study, the fine-clay enrichment index is also not suitable for the differentiation of the weathering degree for the soils

investigated, since a meaningful increase of the index value can only be determined for considerably older pre-last-glacial soil formations, in which the weathering dependant replenishment of clay particles from the silt and sand fractions strongly decreases (see LEVINE & CIOLKOSZ 1983).

12 Summary

Pedological relative dating of glaciogeomorphological features from the Dhaulagiri and Annapurna Himalaya along the catchment of the Kali Gandaki (central Nepal)

In order to conduct a pedological relative dating of glacial accumulations in selected catchment areas of the Kali Gandaki, located between Annapurna and Dhaulagiri-Himalaya in central Nepal, it is of fundamental importance to first establish their glacial origin. An appropriate verification took place through an elaborate discussion of the partially controversial glaciogeomorphological investigations, which exist for the investigated area (KUHLE 1982a, IWATA 1984, FORT 1985 et al.). The investigations were supplemented through the personal field observations by the author. From these glaciogeomorphological findings and detailed equilibrium line altitude (ELA) calculations a relative chronology of the accumulations can be derived, which serves as a temporal framework of reference, so that the potentials and limitations of the pedological relative dating can be examined. The Kali Gandaki as an antecedent Himalayan transverse valley, thereby offers the opportunity, to pursue the effects of differing climatic and geological-lithological conditions within a small area with respect to the feasibility of pedological relative dating.

The accumulations selected to establish the soil profiles can clearly be assigned relative-chronologically to different high, late and neoglacial glacier stadia through glaciogeomorphology and reconstructed ELAs. The KUHLE glacier stadia scheme (1982a) (Table 1) here serves as a classification system. A decisive meaning is thereby attributed to the ELA-calculation as a chronological benchmark.

The extreme relief dimensions as well as the strong change of the relief conditions, have a great influence on the position of the ELA within the vertical extensions of the glacier. Since of the here applied methods of HÖFER (1879), LOUIS (1954/55) und KUHLE (1986b), only the Kuhle method allows for the consideration of the relief conditions over the relief specific correction factor FSD, this method yields the most reliable results for the ELA calculation. Also, the possible consideration of the from glacier thickness stemming expansion of the accumulation area in the FSD, is thereby given a significant meaning. A certain improbability, however, remains for some of the older glacier advances, during which the glaciers pushed out of their narrow

canalised tributary valleys into the flat and wide areas of the Muktinath Basin or the Kali-Gandaki main valley bottom, since this topographical change can be simulated via the FSD only inaccurately. The ELA depressions calculated for the highglacial and early lateglacial Dhaulagiri-East-Glacier do not lead to realistic results, since at the time they were calculated for, the ice flow of neighbouring tributary valley glaciers and an outlet glacier tongue of the Tibetan inland ice could not be taken into consideration (see KUHLE 2006: 189). However, the relative chronology of the stadia - being relevant for a comparison with the pedochronological dating within the framework of this study - can adequately be derived within the respective subareas.

In areas with relative similar soil development conditions, a deduction of the weathering degree of the soils is possible through a large part of the weathering indices based on element relocation and the formation of pedogenic oxides. In view of the - for glacial depositions typical - generally heterogeneous grain size composition of the parent material, granulometric weathering indices often prove unsuitable.

A relative dating of glacial sites without almost any restrictions is possible only for profiles in the Thini Khola and in the Dhampus Basin, since here adequate humid and comparatively climate conditions as well as minor variations in the parent material are existent. Thereby not only a differentiation between the High-, Late-, and Neoglacial is possible, but also within the Late Glacial. In the vicinity of the Nilgiri-West-Slope, in particular the different parent material does not allow for a correct temporal assignment to the individual profiles. In the Thoron Khola and Madek Dumda Khola to the North of the Higher Himalaya, the pedochronological relative dating is restricted due to various parent material and the semiarid climate conditions. Nevertheless, selected particularly reliable weathering indices allow here for a relative dating of the glacial sites. South of the Dhampus basin, variations of the parent material generally prevent pedochemical relative dating. Additionally, the for the southern slope of the Himalaya typical characteristics, e.g., a high degree of relief energy, precipitation, and anthropogenic use, preclude here a reliable deduction of the relative age of the glacial accumulations from the soil age, since a required undisturbed soil development and primary form conservation of the accumulations, is nearly impossible. A general suitability of the pedological relative dating of the glacial accumulation in the

Himalaya is thereby not given due to the heterogeneous soil formation conditions, and missing soil formation continuity. With the glacial geomorphology and the ELA-calculation, a relative dating of glacial accumulations is possible with greater reliability.

13 Literaturverzeichnis

- Abramowski, U., B. Glaser, W. Zech, S. Ivy-Ochs, P.W. Kubik (2001): Pleistocene and holocene glacier advances in Central Asia and Nepal as assessed by in situ cosmogenic ^{10}Be exposure ages of moraine boulders. Annual Report of the Paul Scherrer Institute 2001
- AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4th ed. 392 pp. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter der Bundesrepublik Deutschland. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Ahmad, M., J. Ryan, R.C. Paeth (1977): Soil Development as a Function of Time in The Punjab River Plains of Pakistan. Soil Science Society of America Journal 41: 1162-1166.
- Alaily, A. (1983): Rekonstruktion des Ausgangszustandes und Bilanzierung von Böden einer Moränenlandschaft. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 146: 72-88.
- Alaily, F. (1984): Heterogene Ausgangsgesteine von Böden: Die Rekonstruktion und Bilanzierung von Böden aus Heterogenen Ausgangsgesteinen. Landschaftsentwicklung und Umweltforschung 25: 236.
- Alexander, E.B. (1974): Extractable Iron in Relation to Soil Age on Terraces Along the Truckee River, Nevada. Soil Science Society of America Proceedings 38: 121-124.
- Alexander, E.B. (1985): Estimating relative ages from Iron-Oxide/Total-Iron ratios of soils in the western Po Valley, Italy - a discussion. Geoderma 35: 257-259.
- Aniku, J.R.F., M.J. Singer (1990): Pedogenic iron oxide trends in a marine terrace chronosequence. Soil Science Society of America Journal 54: 147-152.
- Araki, S., K. Kyuma (1986): Characterization of red and yellow colored soil materials in southwestern Japan. In Ching-Kwei, L. (ed), Proceedings of the International Symposium on red soils (1986), pp. 3-13. Science Press, Elsevier, Beijing, Amsterdam.
- Arduino, E., E. Barberis, F. Carraro, M.G. Forno (1984): Estimating relative ages from Iron-Oxide/Total-Iron ratios of soils in the western Po Valley, Italy. Geoderma 33: 39-52.
- Arduino, E., E. Barberis, F. Ajomne Marsan, E. Zanini, M. Franchini (1986): Iron oxides and clay minerals within profiles as indicators of soil age in northern Italy. Geoderma 37: 45-55.
- Baade, J., R. Mäusbacher (1998): Lake deposits in the Thak-Khola Graben, Nepal. Abstract Volume of the Potsdam Conference, Working Group 7 of IGCP 415, 8-9 May, Potsdam, Germany.
- Baade, J., R. Mäusbacher (2000): Environmental Change and Settlement History - Preliminary Results from the Mukthinath Valley, Inner Himalayas, Nepal. Marburger Geographische Schriften 135: 40-52.
- Baade, J., R. Mäusbacher, G.A. Wagner (1997): Geological and geomorphological evolution of the Garab-Dzong area - First results. Beiträge zur Allgemeinen und Vergleichenden Archäologie 17: 93-97.
- Baade, J., R. Mäusbacher, G.A. Wagner, E. Heine, R. Kostka (1998): Landslides and deserted places in the semi-arid environment of the Inner Himalaya. In: Kalvoda, J., C.L., Rosenfeld (eds), Geomorphological Hazards in High Mountain Areas, pp. 49-62. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- Bäumler, R. (1993): Bodenbildung und Verwitterungsintensität auf Moränen und Gletscherablagerungen im Khumbu Himal und oberen Solu-Tal, Ostnepal. Innsbrucker Geographische Schriften 20: 29-45.
- Bäumler, R. (2000): Quaternary palaeosols, tephra deposits and landscape history in South Kamchatka, Russia. Catena 41: 199-215.
- Bäumler, R. (2001): Vergleichende bodenkundliche Untersuchungen in Hochasien und Kamtschatka.

- Böden als Zeugen der quartären Landschafts- und Klimageschichte. (Relief Boden Paläoklima, 16). 217 pp. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Bäumler, R. (2004): Pedogenic studies in eastern Nepal - new aspects about the last glaciation. *Quaternary Science Reviews* 23: 1777-1783.
- Bäumler, R., W. Zech (1994a): Soils of the high mountain region of Eastern Nepal: classification, distribution and soil forming processes. *Catena* 22: 85-103.
- Bäumler, R., W. Zech (1994b): Characterization of Andisols developed from nonvolcanic material in eastern Nepal. *Soil Science* 158 (3): 211-217.
- Bäumler, R., W. Zech (2000): Soil development as an Indicator of the Pleistocene and Holocene Landscape History in Western Tien Shan and Nepal. *Marburger Geographische Schriften* 135 (Environmental Changes in High Asia. Proc. Int. Symp., University of Marburg, Faculty of Geography, May 29 - June 1, 1997, Eds: Mieke, G., Y., Zhang): 69-82.
- Bäumler, R., M. Kemp-Oberhettinger, W. Zech, H. Heuberger, A. Siebert, D.P. Madhikarmi, K.P. Poudel (1996a): Soil weathering on glacial and glaciofluvial deposits in the Langtang Valley (Central Nepal) and its relation to the glacial history. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* (Suppl. 103): 373-387.
- Bäumler, R., M. Kemp-Oberhettinger, W. Zech (1996b): Bodengenetische Untersuchungen zur Moränenstratigraphie im Langtang-Tal (Zentralnepal) und im Solu/Khumbu (Ostnepal). *Bayreuther Bodenkundliche Berichte* 51: 1-91.
- Bäumler, R., D.P. Madhikarmi, W. Zech (1997): Fine silt and clay mineralogical changes of a soil chronosequence in the Langtang valley (Central Nepal). *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 160: 413-421.
- Bäumler, R., A.A. Ni, A. Petrov, I. Lemzin, W. Zech (2002): Pedogeochemical studies and palaeoenvironmental implications in Kichik Alay Mountain soils (Kyrgisstan). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 46 (4): 461-474.
- Baril, R., G. Bitton (1967): Anomalous values of free iron in some Quebec soils containing magnetite. *Canadian Journal of Soil Science* 47: 261.
- Benn, D.I., F. Lehmkuhl (2000): Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International* 65/66: 15-29.
- Birkeland, P.W. (1978): Soil development as an indication of relative age quaternary deposits, Baffin Island, N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine Research* 10 (4): 733-747.
- Birkeland, P.W. (1999): *Soils and Geomorphology*. 430 pp. Oxford University Press, New York, Oxford.
- Blume, H.P., U. Schwertmann (1969): Genetic Evaluation of Profile Distribution of Aluminium, Iron, and Manganese Oxides. *Soil Science Society of America Proceedings* 33: 438-444.
- Bodenhausen, J.W.A., C.G. Egeler (1971): On the geology of the upper Kali Gandaki valley, nepalese Himalayas. I. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Series B* 74: 526-538.
- Bordet, P., M. Colchen, D. Krummenacher, P. Le Fort, R. Mouterde, M. Remy (1971): *Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkola*. 279 pp. CNRS, Paris.
- Bronger, A., T. Heinkele (1989): Paleosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history. *Catena Supplement* 16: 163-186.
- Brown, R.L., J.H. Nazarchuk (1993): Annapurna detachment fault in the Greater Himalaya of central Nepal. *Geological Society Special Publication* 74 (Himalayan Tectonics, Eds: Treloar, P.J., M.P., Searle): 461-473.
- Brunnacker, K. (1970): Kriterien zur relativen Datierung quartärer Paläoböden? Bemerkungen auf Grund einer Arbeit von K. Metzger. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 14: 354-360.
- Buntley, G.J., F.C. Westin (1965): A comparative Study of Development Color in a Chestnut-Chernozem-Brunizem Soil Climosequence. *Soil*

- Science Society of America Proceedings 65: 579-582.
- Caspari, T., R. Bäumler, T. Dorji, C. Norbu, K. Tshering, I. Baillie (2004): Pedochemical characterisation and landscape history of the Thangbi river terrace system, central Bhutan. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 48 (2): 145-166.
- Chen, J. (1999): Variation of Rb/Sr Ratios in the Loess-Paleosol Sequences of Chentral China during the last 130,000 Years and Their Implication for Monsoon Paleoclimatology. *Quaternary Research* 51: 215-219.
- Chen, J., J. Ji, G. Qiu, H. Lu (1998): Geochemical studies on the intensity of chemical weathering in Luochuan loess-paleosol sequence, China. *Science in China Series D* 41: 235-241.
- Chesworth, W. (1973): The parent rock effect in the genesis of soil. *Geoderma* 10: 215-225.
- Chittleborough, D.J., P.H. Walker, J.M. Oades (1984): Textural differentiation in chronosequences from eastern Australia, II. Evidence from particle size distribution. *Geoderma* 32: 203-226.
- Colchen, M. (1999): The Thakkhola-Mustang graben in Nepal and the late Cenozoic extension in the Higher Himalayas. *Journal of Asian Earth Sciences* 17: 683-702.
- Colchen, M., P. Le Fort, A. Pêcher (1986): *Recherches Géologiques dans l'Himalaya du Népal: Annapurna-Manaslu-Ganesh*. 136 pp. CNRS, Paris.
- Colman, S.M., K.L. Pierce (1986): Glacial Sequence near McCall, Idaho: Weathering Rinds, Soil Development, Morphology, and Other Relative-Age-Criteria. *Quaternary Research* 25: 25-42.
- Derbyshire, E., Li Jijun, F.A. Perrott, Xu Shuying, R.S. Waters (1984): Quaternary glacial history of the Hunza Valley, Karakoram mountains, Pakistan. In Miller, K.J. (ed), *International Karakoram Project, Vol. 1*, pp. 456-495, Cambridge.
- Dhar, O.N., B.N. Mandal (1986): A Pocket of Heavy Rainfall in the Nepal Himalayas - A Brief Appraisal. In Joshi, S.C. (ed), *Nepal Himalaya - Geo-ecological Perspectives*, pp. 75-81. H.R. Publ., Naini Tal.
- Dobremez, J.F. (1976): *Le Népal. Écologie et Biogéographie*. 355 pp. Cahier Népalaïs, CNRS, Paris.
- Dollfus, O., P. Usselman (1971): *Recherches géomorphologiques dans la centre-ouest du Népal*. (Cahiers népalais). 56 pp. Centre d'Etudes Népalaises, Musée de l'Homme, Paris.
- Dreimanis, A., U.J. Vagners (1971): Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills. In Goldthwaite, R.P. (ed), *Till*, pp. 237-250. Ohio State University Press, .
- Egger, J. (2002): Master equations for Himalayan valley winds. *Stochastics and Dynamics* 2 (3): 381-394.
- Egger, J., Bajrachaya, U. Egger, R. Heinrich, P. Shakya, H. Wendt, V. Wirth (1998): Diurnal winds in the Himalayan Kali Gandaki valley. Part I: Observations. *Monthly Weather Review* 128: 1106-1122.
- Evans, L.J., W.A. Adams (1975): Quantitative pedological studies on soils derived from silurian mudstones. IV. Uniformity of the parent material and evaluation of internal standards. *Journal of Soil Science* 26 (3): 319-326.
- Feng, Z.-D. (1997): Geochemical characteristics of a loess-soil sequence in central Kansas. *Soil Science Society of America Journal* 61: 534-541.
- Fitze, P. (1980): Zur Bodenentwicklung auf Moränen in den Alpen. *Geographica Helvetica* 3: 97-106.
- Fitze, P. (1982): Zur Relativedatierung von Moränen aus der Sicht der Bodenentwicklung in den kristallinen Zentralalpen. *Catena* 9: 265-306.
- Fitzpatrick, R.W., U. Schwertmann (1982): Al-substituted Goethite - an indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. *Geoderma* 27: 335-347.

- Flohn, W. (1970): Beiträge zur Meteorologie des Himalaya. *Khumbu Himal* 7 (2): 25-45.
- Fort, M. (1985): Contribution of sedimentary and geomorphic data to the knowledge of paleoclimates in Nepal Himalayas. *Current Trends in Geology 4* (Climate and Geology of Kashmir): 159-189.
- Fort, M. (1986): Glacial extension and catastrophic dynamics along the Annapurna front, Nepal Himalaya. In Kuhle, M. (ed), *Intern. Symp. über Tibet u. Hochasien* (8.-11. Oktober 1985), Geogr. Inst. Univ. Göttingen, *Göttinger Geogr. Abh.*, Vol. 81, pp. 105-125., Göttingen.
- Fort, M. (1987): Geomorphic and hazards mapping in the dry, continental Himalaya: 1:50.000 maps of Mustang District, Nepal. *Mountain Research and Development* 7 (3): 222-238.
- Fort, M. (1989): The Gongba conglomerates: glacial or tectonic? *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement Vol. 76*: 181-194.
- Fort, M. (2000): Glaciers and mass wasting processes: their influence on the shaping of the Kali Gandaki valley (higher Himalaya of Nepal). *Quaternary International* 65/66: 101-119.
- Fort, M., J.P. Bassoullet, M. Colchen, P. Freytet (1981): Sedimentological and structural evolution of the Thakkhola-Mustang Graben (Nepal Himalaya) during Late Neogene and Pleistocene. In Satry, M.V.A., T.K., Kurien (eds), *Neogene/Quaternary Boundary Field Conference, India, 1979, Proceedings*, pp. 25-35. Geological Survey of India, Calcutta.
- Fort, M., P. Freytet, M. Colchen (1982): Structural and Sedimentological Evolution of the Thakkhola Mustang Graben (Nepal Himalayas). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.* 42: 75-98.
- Frank, W., G.R. Fuchs (1970): Geological investigations in West Nepal and their significance for the geology of the Himalayas. *Geologische Rundschau* 59: 552-580.
- Franz, G. (1974): Mikrobiologische Untersuchungen an Böden aus Nepal. *Pedobiologia* 14: 372-401.
- Fuchs, G.R. (1967): Zum Bau des Himalaya. *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Math. nat. wiss. Kl.* 113 (Denkschrift): 1-211.
- Gallet, S., B. Jahn, B. Van Vliet Lanoe, A. Dia, E. Rossello (1998): Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 156: 157-172.
- Garzione, C.N., D.L. Dettamann, J. Quade, P.G. DeCelles, R.F. Butler (2000): High times on the Tibetan Plateau: Paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. *Geology* 28 (4): 339-342.
- Gayer, E., R. Pik, J. Lavé, C. France-Lanord, D. Bourlès, B. Marty (2004): Cosmogenic ^3He in Himalayan garnets indicating an altitude dependence of the $^3\text{He}/^{10}\text{Be}$ production ratio. *Earth and Planetary Science Letters* 229: 91-104.
- Geyh, M.A., H. Schleicher (1990): Absolute age determination. *Physical and chemical dating methods and their application*. 503 pp. Springer, Berlin.
- Geyh, M.A., F. Röthlisberger, A. Gellatly (1985): Reliability tests and interpretation of ^{14}C dates from palaeosols in glacier environments. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21: 275-281.
- Godin, L. (2003): Structural evolution of the Tethyan sedimentary sequence in the Annapurna area, central Nepal Himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 307-328.
- Godin, L., R.L. Brown, S. Hammer, R. Parrish (1999): Back folds in the core of the Himalayan orogen: an alternative interpretation. *Geology* 27 (2): 151-154.
- Gross, G., H. Kerschner, G. Patzelt (1976): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12 (2): 223-251.
- Guggenberger, G., R. Bäumler, W. Zech (1998): Weathering of soils developed in eolian material overlying glacial deposits in eastern Nepal. *Soil Science* 163: 325-337.

- Haantjens, H.A., P. Bleeker (1970): Tropical weathering in the territory of Papua and New Guinea. *Australian Journal of Soil Research* 8: 157-177.
- Haffner, W. (1979): Nepal- Himalaya- Untersuchungen zum vertikalen Landschaftsaufbau Zentral- und Ostnepals. *Erdwissenschaftliche Forschung* 12: 1-125.
- Hagen, T. (1968a): Report on the Geological Survey of Nepal. Preliminary reconnaissance. Vol. 86, 1. (Denkschrift der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft). Kommissionsverlag von Gebrüder Fretz AG, Zürich.
- Hagen, T. (1968b): Geological Observations in the Southern Part of the Thakkola (between Muktinath and Dampu). In Denkschriftenkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (ed), Report on the Geological Survey of Nepal, Vol. 86, 2: Geology of the Thakkola, pp. 140-160. Kommissionsverlag von Gebrüder Fretz AG, Zürich.
- Hagen, T., F.T. Wahlen, W.R. Corti (1960): Nepal - Königreich am Himalaya. 119 pp. Kümmerly & Frey, Bern.
- Hallet, B., J. Putkonen (1994): Surface Dating of Dynamic Landforms: Young Boulders on Aging Moraines. *Science* 265 (12): 937-940.
- Harden, J.W. (1982): A quantitative index of soil development from field description: Examples from a chronosequence in central California. *Geoderma* 28: 1-28.
- Harnois, L. (1988): The CIW Index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology* 55: 319-322.
- Harris, W.G., S. Iyengar, L.W. Zelazny, J.C. Parker, D.A. Lietzke, W.J. Edmonds (1980): Mineralogy of a Chronosequence formed in New River Alluvium. *Soil Science Society of America Journal* 44: 862-868.
- Harrison, J.B.J., L.D. McFadden, R.J. Weldon III (1990): Spatial soil variability in the Cajon Pass chronosequence: implication for the use of soils as a geochronological tool. *Geomorphology* 3: 399-416.
- Hartmann, G. (1994): Late-medieval Glass Manufacture in the Eichsfeld Region (Thuringia, Germany). *Chemie der Erde* 54: 108-128.
- Hartmann, G., K. Wedepohl (1993): The composition of peridotite tectonites from the Ivrea Complex, northern Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 1761-1782.
- Heuberger, H. (1980): Die Schneegrenze als Leithorizont in der Geomorphologie. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität des Saarlandes 29 (Höhengrenzen in Hochgebirgen - Vorträge und Diskussionen eines DFG-Rundgesprächs in Saarbrücken am 15. und 16. Mai 1979, Eds: Jentsch, C., H., Liedtke): 35-48.
- Heuberger, H., H. Weingartner (1985): Die Ausdehnung der letzteiszeitlichen Vergletscherung an der Mount-Everest-Südflanke, Nepal. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft Wien* 127: 71-80.
- His Majesty's Government of Nepal Survey Department (1994-2002): Nepal. 1:25000/1:50000. HMG Nepal, Survey Department, Kathmandu.
- Hjulström, F. (1935): Studies on the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bulletin of the Geological Institut Upsala* 25: 221-527.
- Höfer von Heimhalt, H. (1879): Gletscher- und Eiszeitstudien. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, Biologie, Mineralogie, Erdkunde 79: 331-367.
- Holmgren, G.G.S. (1967): A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. *Soil Science Society of America Proceedings* 31: 210-211.
- Hormann, K. (1974): Die Terrassen an der Seti Khola - ein Beitrag zur Quartären Morphogenese in Zentralnepal. *Erdkunde* 28 (3): 161-176.

- Hubschman, J., J.-C. Thouret (1980): Sols et formations quaternaires en Ankhola (Népal Central). Observations préliminaires. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse 116: 235-246.
- Hurst, V.J. (1977): Visual estimation of iron in saprolite. Bulletin of the Geological Society of America (GSA) 88: 174-176.
- Hurtado, J.M., K.V. Hodges, K.X. Whipple (2001): Neotectonics of the Thakkhola graben and implications for recent activity on the South Tibetan fault system in the central Nepal Himalaya. Geological Society of America Bulletin 113 (2): 222-240.
- Iturrizaga, L. (2001): Lateroglacial valleys and landforms in the Karakoram Mountains (Pakistan). GeoJournal 54 (2-4, Kuhle, M. (ed): Tibet and High Asia (VII)): 397-428.
- Iwata, S. (1984): Geomorphology of the Thakkhola-Muktinath region, Central Nepal, and its late quaternary history. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University 19: 25-42.
- Iwata, S. (1987): Mode and rate of uplift of the central Nepal Himalaya. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 63: 37-49.
- Iwata, S., Y. Hidetsugu, Y. Mitsuo (1982): Glacial Landforms and River Terraces in the Thakkola Region, Central Nepal. Journal of the Nepal Geological Society 2 (special issue): 81-94.
- Jacobsen, J.P. (1990): Die Vergletschungsgeschichte des Manaslu Himalayas und ihre klimatische Ausdeutung. Geo Aktuell Forschungsarbeiten 1: 1-82.
- Kemp, P.H., W. Küppers, B. Nolting, K. Schürgens (1984): Soils and land use in the western development region of Nepal. Geoökodynamik 5: 183-204.
- Kerschner, H. (1990): Methoden der Schneegrenzbestimmung. In Liedke, H. (ed), Eiszeitforschung, pp. 299-311. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Kimura, H.S., L.D. Swindale (1967): A discriminant function using zirconium and nickel for parent rocks of strongly weathered hawaiian soils. Soil Science 104 (1): 69-76.
- Kirschbaum, U. (1982): Geoökologische Untersuchungen im Nepalesischen Kali-Gandaki-Tal: Pflanzenökologische Untersuchungen an der Ostflanke des Dhaulagiri - Stoffproduktion, Stoffenergie- und Wasserhaushalt der Vegetationsdecke. Gießener Beiträge zur Entwicklungsforschung, Reihe I 8 (Tropische Gebirge: Ökologie und Agrarwirtschaft): 195-206.
- Klinge, M. (2001): Glazialgeomorphologische Untersuchungen im Mongolischen Altai als Beitrag zur jungquartären Landschafts- und Klimageschichte der Westmongolei. Aachener Geographische Arbeiten 35: 125.
- König, O. (1999): Preliminary results on the last high-glacial glaciation of the Rolwaling Himal and the Kangchenjunga Himal (Nepal, East-Himalaya). GeoJournal 47 (1/2, Kuhle, M. (ed): Tibet and High Asia V): 373-384.
- König, O. (2001): Investigations on the Quaternary Glaciation in the Khumbu Himal (Nepal, East-Himalaya). GeoJournal 54/55 (1, Kuhle, M. (ed): Tibet and High Asia VI): 451-469.
- König, O. (2002): Zur Vergletschungsgeschichte des Rolwaling Himala und des Kangchenjunga Himal (Nepal, Himalaya Südabdachung). Dissertation zur Erlangung des Dokortitels, Georg-August-Universität Göttingen, Mathematisch-naturwissenschaftliche Fakultäten. 154 p.
- Konert, M., J. Vandenberghe (1997): Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. Sedimentology 44: 523-535.
- Kronberg, B.I., H.W. Nesbitt (1981): Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. Journal of Soil Science 32: 453-459.
- Kuhle, M. (1980): Klimageomorphologische Untersuchungen in der Dhaulagiri und Annapurna-Gruppe (Zentraler Himalaya). In Sandner, G., H., Nuhn (eds), Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen des 42.

Deutschen Geographentag Göttingen, pp. 244-247. Steiner, Wiesbaden.

- Kuhle, M. (1982a): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Vol. 41: Bd. I (Text): 1-229; Bd. II (Abb.): 1-183 und Geomorph. Karte 1:85 000.
- Kuhle, M. (1982b): Was spricht für eine pleistozäne Inlandvereisung Hochtibets? Sitzungsberichte und Mitteilungen der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft 6 (Sonderband: Die Chinesisch/Deutsche Tibet-Expedition 1981, Braunschweig-Symposium vom 14.-16.04.1982): 68-77.
- Kuhle, M. (1983): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. Empirische Grundlage; Ergänzungsbd. III. Zeitschrift für Geomorphologie 41 (Suppl. Bd.): 1-383.
- Kuhle, M. (1984): Das Mt. Chomolungma-Massiv (Sagarmatha- oder Mt. Everest-Massiv (27°59'N/86°56'E) - Zur Morphologie des Himalaya zwischen tibetischem Hochland und S-lichen Vorketten. Geographische Rundschau 36: 298 & 300.
- Kuhle, M. (1985): Ein subtropisches Inlandeis als Eiszeitauslöser. Südtibet- und Mt. Everest-Expedition 1984. Georgia Augusta, Nachrichten aus der Universität Göttingen 42: 35-51.
- Kuhle, M. (1986a): Former glacial stades in the mountain areas surrounding Tibet - In the Himalayas (27-29°N: Dhaulagiri-, Annapurna-, Cho Qyu-, Gyachung Kang areas) in the south and in the Kuen Lun and Quilian Shan (34°-38°N: Animachin, Kakitu) in the north. In Joshi, S.C., M.J., Haigh, Y.P.S., Pangtey, D.R., Joshi, D.D., Dani (eds), Nepal-Himalaya - Geo-Ecological Perspectives, pp. 437-473. Himalayan Research Group.
- Kuhle, M. (1986b): Schneegrenzberechnung und typologische Klassifikation von Gletschern anhand spezifischer Reliefparameter. Petermanns Geographische Mitteilungen 130: 41-51.
- Kuhle, M. (1987a): Subtropical Mountain- and Highland-Glaciation as Ice Age Triggers and the Waning of the Glacial Periods in the Pleistocene. GeoJournal 14 (4): 393-421.
- Kuhle, M. (1987b): Absolute Datierungen zur jüngeren Gletschergeschichte im Mt Everest-Gebiet und die mathematische Korrektur von Schneegrenzberechnungen. In Hütteroth, W.-D. (ed), Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen des 45. Deutschen Geographentages Berlin 1985, pp. 200-208. Steiner, Stuttgart.
- Kuhle, M. (1988a): The Pleistocene Glaciation of Tibet and the Onset of Ice Ages- An Autocycle Hypothesis. GeoJournal 17 (4, Kuhle, M., Wang Wenjing (eds): Tibet and High-Asia, Results of the Sino-German Joint Expeditions (I)): 581-596.
- Kuhle, M. (1988b): Eine reliefspezifische Eiszeittheorie. Nachweis einer tibetischen Inlandvereisung und ihrer energetischen Konsequenzen. Die Geowissenschaften 6 (5): 142-150.
- Kuhle, M. (1988c): Topography as a Fundamental Element of Glacial Systems. A New Approach to ELA-Calculation and Typological Classification of Paleo- and Recent Glaciation. GeoJournal 17 (4, Kuhle, M., Wang Wenjing (eds): Tibet and High-Asia, Results of the Sino-German Joint Expeditions (I)): 545-568.
- Kuhle, M. (1989): Die Inlandvereisung Tibets als Basis einer in der Globalstrahlungsgeometrie fußenden, reliefspezifischen Eiszeittheorie. Petermanns Geographische Mitteilungen 133 (4): 265-285.
- Kuhle, M. (1990a): New Data on the Pleistocene Glacial Cover of the Southern Border of Tibet: The Glaciation of the Kangchendzönga Massif (8585m, E-Himalaya). GeoJournal 20: 415-421.
- Kuhle, M. (1990b): The Probability of Proof in Geomorphology - an Example of the Application of Information Theory to a New Kind of Glacigenic Morphological Type, the Ice-marginal Ramp (Bortensander). GeoJournal 21 (3): 195-222.

- Kuhle, M. (1991a): Observations Supporting the Pleistocene Inland Glaciation of High Asia. *GeoJournal* 25 (2/3, Kuhle, M., Xu Daoming (eds): Tibet and High Asia, Results of the Sino-German Joint Expeditions (II)): 133-233.
- Kuhle, M. (1991b): *Glazialgeomorphologie*. 213 pp. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Kuhle, M. (1993): The Pleistocene Glaciation of the Himalaya and Tibet and its Impact on the Global Climate: A Relief-specific Ice Age Theory. *Journal of the Nepal Research Center (JNRC)* 9: 101-140.
- Kuhle, M. (1994): Present and Pleistocene Glaciation on the North-Western Margin of Tibet between the Karakorum Main Ridge and the Tarim Basin Supporting the Evidence of a Pleistocene Inland Glaciation in Tibet. *GeoJournal* 33 (2/3, Kuhle, M. (ed): Tibet and High Asia, Results of the Sino-German and Russian-German Joint Expeditions (III)): 133-272.
- Kuhle, M. (1995): New Results concerning the Ice Age Glaciation in High Asia, in particular the Ice Sheet Glaciation of Tibet - Findings of the Expeditions 1991-1995. *Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung* 2 (International Union for Quaternary Research XIV, International Congress, Berlin): 149.
- Kuhle, M. (1997): New Findings concerning the Ice Age (Last Glacial Maximum) Glacier Cover of the East-Pamir, of the Nanga Parbat up to the Central Himalaya and of Tibet, as well as the Age of the Tibetan Inland Ice. *GeoJournal* 42 (2-3, Kuhle, M. (ed): Tibet and High Asia. Results of Investigations into High Mountain Geomorphology, Paleo- Glaciology and Climatology of the Pleistocene (Ice Age Research) IV): 87-257.
- Kuhle, M. (1998a): Neue Ergebnisse zur Eiszeitforschung Hochasiens in Zusammenschau mit den Untersuchungen der letzten 20 Jahre. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 142 3/4 (Eds: Pachur, H.-J., B., Wünnemann): 219-226.
- Kuhle, M. (1998b): Reconstruction of the 2.4 Million qkm Late Pleistocene Ice Sheet on the Tibetan Plateau and its Impact on the Global Climate. *Quaternary International* 45/46 (Problematic Ice Sheet): 71-108 (Erratum: Vol. 47/48:173-182 (1998) included).
- Kuhle, M. (2001): The maximum Ice Age (LGM) glaciation of the Central- and South Karakorum: an investigation of the heights of its glacier levels and ice thickness as well as lowest prehistoric ice margin positions in the Hindukush, Himalaya and in East-Tibet on the Minya Konka-massif. *GeoJournal* 54 (2-4, Kuhle, M. (ed): Glaciogeomorphology and Prehistoric Glaciation in the Karakorum and Himalaya. Tibet and High Asia (VI)): 109-396.
- Kuhle, M. (2004): The High Glacial (Last Ice Age and LGM) ice cover in High and Central Asia. In: Ehlers, J., P.L. Gibbard (eds), *Development in Quaternary Science* 2 (Quaternary Glaciation - Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica): 175-199.
- Kuhle, M. (2005): The maximum Ice Age (Wuermian, Last Ice Age, LGM) Glaciation of the Himalaya - a glacialgeomorphological investigation of glacier trim-lines, ice thicknesses, lowest former ice margin positions and snow-line depression in the Mt. Everest- Makalu-Cho Oyu Massifs (Khumbu- and Khumbakarna Himal) including informations on lateglacial, neoglacial, and historical glacier stages, their snow-line depressions and ages. *GeoJournal* 62, no. 3-4 (Kuhle, M. (ed): Tibet and High Asia (VII): Glacialgeomorphology and Former Glaciation in the Himalaya and Karakorum): 193-650.
- Kuhle, M. (2006): The Reconstruction of Ice Age Glaciation of the Himalaya and High Asia by Quaternary Geological and Glaciogeomorphological Methods. In: Saklani, P.S. (ed), *Himalaya (Geological Aspects)*, Vol. 4, pp. 181-214. Satish Serial Publishing House, New Delhi.
- Kulkarni, A.V. (1992): Mass balance of Himalayan glaciers using AAR and ELA methods. *Journal of Glaciology* 38: 101-104.
- Kunze, C. (1982): *Geoökologische Untersuchungen im Nepalesischen Kali-Gandaki-Tal: Untersuchungen zur bodenbiologischen Aktivität. Gießener Beiträge zur Entwicklungsforschung, Reihe I* 8 (Tropische Gebirge: Ökologie und Agrarwirtschaft): 187-194.

- Landa, E.R., R.G. Gast (1973): Evaluation of crystallinity in hydrated ferric oxides. *Clays and Clay Minerals* 21: 121-130.
- Langley-Turnbaugh, S.J., J.G. Bockheim (1997): Time-dependent changes in pedogenic processes on marine terraces in coastal Oregon. *Soil Science Society of America Journal* 61: 1428-1440.
- Langley Turnbaugh, S.J., C.V. Evans (1994): A determinative soil development index for pedostratigraphic studies. *Geoderma* 61: 39-59.
- Levine, E.R., E.J. Ciolkosz (1983): Soil Development in Till of Various Ages in Northeastern Pennsylvania. *Quaternary Research* 19: 85-99.
- Lichtenecker, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen., *Verhandlungen der III. Internationalen Quartärkonferenz, Wien 1936*: 141-147.
- Louis, H. (1954/55): Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. *Geographisches Taschenbuch 1954/55*: 414-418.
- Mahaney, W.C., N.W. Rutter (1992): Relative Ages of the Moraines of the Dalijia Shan, Northwestern China. *Catena* 19: 179-191.
- Mahaney, W.C., K. Sanmugadas, R.G.V. Hancock (1996): Physical and geochemical analysis of late glacial/Little Ice Age pedostratigraphic complex in the Zillertal Alps, Austria. *Zeitschrift für Geomorphologie* 40 (4): 447-460.
- Markewich, H.W., M.J. Pavich, R.G. Mausbach, R.G. Johnson, V.M. Gonzalez (1989): A guide for using soil and weathering profile data in chronosequence studies of the coastal plain of the eastern United States. *U.S. Geological Survey Bulletin, Pedologic studies in the Eastern United States: Relations to geology* 1589 (4): 1-39.
- Markewich, H.W., D.A. Wysocki, M.J. Pavich, E.M. Rutledge, H.T. Millard, F.J. Rich, P.B. Maat, Meyer Rubin, J.P. McGeehin (1998): Paleopedology plus Tl, ¹⁰Be, and ¹⁴C dating as tools in stratigraphic and paleoclimatic investigations, Mississippi River Valley, U.S.A. *Quaternary International* 51/52: 143-167.
- McFadden, L.D., R.J. Weldon (1987): Rates and processes of soil development on quaternary terraces in Cajon Pass, California. *Geological Society of America Bulletin* 98: 280-293.
- McKeague, J.A., J.H. Day (1966): Dithionite- and Oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Canadian Journal of Soil Science* 46: 13-22.
- McKeague, J.A., J.E. Brydon, N.M. Miles (1971): Differentiation of Forms of Extractable Iron and Aluminium in Soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 35: 33-38.
- McLennan, S.M. (1993): Weathering and Global Denudation. *Journal of Geology* 101: 295-303.
- Meiners, S. (1996): Zur Rezenten, Historischen und Postglazialen Vergletscherung an ausgewählten Beispielen des Tien Shan und des Nord-West-Karakorum. *GeoAktuell* 2: 1-200.
- Meiners, S. (1997): Historical to Postglacial glaciation and their differentiation from the Late Glacial period on examples of the Tian Shan and the N.W. Karakorum. *GeoJournal* 42 (2-3, Kuhle, M. (ed): *Tibet and High Asia (IV), Results of Investigations into High Mountain Geomorphology, Paleo-Glaciology and Climatology of the Pleistocene*): 259-302.
- Meiners, S. (1998): Beobachtungen zur jüngeren Vergletscherungsgeschichte im Nordwestkarakorum und zentralen Tienschan. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 142 (3/4): 227-232.
- Meiners, S. (1999): The history of glaciation of the Rolwaling and Kangchenjunga Himalayas. *GeoJournal* 47 (1/2) (Kuhle, M. (ed): *Tibet and High Asia (V)*): 341-372.
- Meiners, S. (2000): Preliminary Findings of Post- and Late Glacial Glaciation in Central and East Nepal. In Zheng Du, Zhu Liping (eds), *Formation and Evolution, Environmental Changes and Sustainable Development on the Tibetan Plateau (Proceedings of International Symposium on the Qinghai-Tibetan Plateau (Xining, 1998), pp. 122-133. Academy Press, Xining, China.*

- Meiners, S. (2001): The post to late glacial valley reconstruction on the Haramosh north side (Mani, Baska and Phuparash valleys). *GeoJournal* 54 (nos.2-4)/ 55 (no. 1) (Kuhle, M. (ed): *Glaciogeomorphology and Prehistoric Glaciation in the Karakorum and Himalaya, Tibet and High Asia* (VI)): 429-450.
- Meurer, M. (1982a): Geoökologische Untersuchungen im nepalesischen Kali-Gandaki-Tal: Die Klimatische Differenzierung eines Himalaya-Durchbruchtales in dreidimensionaler Sicht. *Gießener Beiträge zur Entwicklungsforschung, Reihe I 8* (Tropische Gebirge: Ökologie und Agrarwirtschaft): 163-186.
- Meurer, M. (1982b): Untersuchungen zum Globalstrahlungsgang im nepalesischen Kali-Gandaki-Tal. *Geographische Zeitschrift, Erdkundliches Wissen* 59 (2, Festschrift für H. Uhlig): 51-62.
- Meurer, M. (1984): Geoökologische Untersuchungen im Kali-Gandaki-Tal (Nepal): I. Die klimatischen Verhältnisse. *Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie* (Bern 1982) XII: 185-196.
- Miehe, G. (1982): Vegetationsgeographische Untersuchungen im Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. *Dissertationes Botanicae* 66, 1: 1-224.
- Miehe, G. (1984): Vegetationsgrenzen im extremen und multizonalen Hochgebirge (Zentraler Himalaya). *Erdkunde* 38: 268-277.
- Miehe, G. (1991): Der Himalaya, eine multizonale Gebirgsregion. In Walter, H., W., Breckle (eds), *Ökologie der Erde, Vol. 4, Spezielle Ökologie der Gemäßigten und Arktischen Zonen außerhalb Euro-Nordasiens*, pp. 181-230. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Miehe, G. (1993): Vegetationskundliche Beiträge zur Klimageographie im Hochgebirge am Beispiel des Langtang Himal (Nepal). *Erdkundliches Wissen* 112 (Schweinfurth, U. (ed), *Neue Forschungen im Himalaya*): 155-190.
- Miehe, G., M. Winiger, J. Böhner, Zhang Yili (2001): The Climatic Diagram Map of High Asia. Purpose and Concept. *Erdkunde* 55: 94-97.
- Miehe, G., S. Miehe, F. Schlütz (2002): Vegetationskundliche und Palynologische Befunde aus dem Muktinath-Tal (tibetischer Himalaya, Nepal). *Erdkunde* 56 (3): 268-285.
- Miller, D.C., P.W. Birkeland, D.T. Rodbell (1993): Evidence for holocene stability of steep slopes, northern Peruvian Andes, based on soils and radiocarbon dates. *Catena* 20: 1-12.
- Milnes, A.R., R.W. Fitzpatrick (1989): Titanium and zirconium minerals. In Dixon, J.B., S.B., Weed (eds), *Minerals in Soil Environments*, 2nd ed., pp. 1131-1205. Soil Science Society of America, Madison.
- Mohr, E.C.J., F.A. Van Baren, J. Van Schuylenborgh (1972): *Tropical Soils - a comprehensive study of their genesis*. 3rd ed. 481 pp. Mouton, The Hague.
- Monecke, K., J. Winsemann, J. Hanisch (2001): Climatic response of Quaternary alluvial deposits in the upper Kali Gandaki valley (West Nepal). *Global and Planetary Change* 28: 293-302.
- Müller, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung. In Engelhardt, W.v, H., Füchtbauer, G., Müller (eds), *Sediment-Petrologie, Vol. 1*, pp. 303. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Murad, E. (1978): Yttrium and Zirconium as geochemical guide elements in soil and stream sediment sequences. *Journal of Soil Science* 29: 219-223.
- Nesbitt, H.W., G.M. Young (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299 (October): 715-717.
- Nesbitt, H.W., G.M. Young, S.M. McLennan, R.R. Keays (1996): Effects of Chemical Weathering and Sorting on the Petrogenesis of Silicatic Sediments, with Implications for Provenance Studies. *Journal of Geology* 104: 525-542.
- Nieuwenhuysse, A., N. van Breemen (1997): Quantitative aspects of weathering and Neof ormation in selected Costa Rican volcanic soils. *Soil Science Society of America Journal* 61: 1450-1458.

- Nowaczyk, N., M. Antonow (1997): High-resolution magnetostratigraphy of four sediment cores from the Greenland Sea. 1. Identification of the Mono Lake Excursion, Laschamp and Biwa-I Jamaica geomagnetic polarity events. *Geophysical Journal International* 131: 310-324.
- Nyakairu, G.W.A., C. Koeberl (2001): Mineralogical and chemical composition and distribution of rare earth elements in clay-rich sediments from central Uganda. *Geochemical Journal* 35: 13-28.
- Okuda, I., M. Okazaki, T. Hashitani (1995): Spatial and temporal variations in the chemical weathering of basaltic pyroclastic materials. *Soil Science Society of America Journal* 59: 887-894.
- Ortiz, I., M. Simón, C. Dorronsoro, F. Martín, I. García (2002): Soil evolution over the quaternary period in a mediterranean climate (SE Spain). *Catena* 48: 131-148.
- Owen, L.A., B.J. White, H. Rendell, E. Derbyshire (1992): Loessic silt deposits in the Western Himalayas: their sedimentology, genesis and age. *Catena* 19: 493-509.
- Owen, L.A., R.M. Bailey, J. Rhodes, W.A. Mitchell, P. Coxon (1997): Style and timing of glaciation in the Lahul Himalaya, northern India: a framework for reconstructing late Quaternary paleoclimatic change in the western Himalayas. *Journal of Quaternary Science* 12: 83-109.
- Owen, L.A., L. Gualtieri, R.C. Finkel, M.W. Caffee, D.I. Benn, M.C. Sharma (2001): Cosmogenic radionuclide dating of glacial landforms in the Lahul Himalaya, northern India: defining the timing of Late Quaternary glaciation. *Journal of Quaternary Science* 16 (6): 555-563.
- Owen, L., R.C. Finkel, M.W. Caffee, L. Gualtieri (2002): Timing of multiple late Quaternary glaciations in the Hunza Valley, Karakoram Mountains, northern Pakistan: Defined by cosmogenic radionuclide dating of moraines. *Geological Society of America Bulletin* 115 (5): 593-604.
- Owen, L., A. E. Derbyshire, M. Fort (1998): The Quaternary Glacial History of the Himalaya. *Quaternary Proceedings* 65 (6): 91-120.
- Parker, A. (1970): An Index of Weathering for Silicate Rocks. *Geological Magazine* 107: 501-504.
- Parsson, R.B., C.A. Balster, A.O. Ness (1970): Soil Development and Geomorphic Surfaces, Willamette Valley, Oregon. *Soil Science Society of America Proceedings* 34: 485-491.
- Penck, A., E. Brückner (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Vol. 1-3. 1199 pp., Leipzig.
- Petrovic, U., N. Gunde-Cimerman, P. Zalar (2000): Xerotolerant mycobiota from high altitude Anapurna soils, Nepal. *FEMS Microbiology Letters* 182: 339-342.
- Phillips, W.M., V.F. Sloan, J.F. Shroder Jr., P. Sharma, M.L. Clarke, H.M. Rendell (2000): Asynchronous glaciation at Nanga Parbat, northwestern Himalaya Mountains, Pakistan. *Geology* 28 (5): 431-434.
- Porter, S.C. (2001): Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 20: 1067-1091.
- Pratt-Sitaula, B., D.W. Burbank, A. Heimsath, T. Ojha (2004): Landscape disequilibrium on 1000-10,000 year scales Marsyandi River, Nepal, central Himalaya. *Geomorphology* 58: 223-241.
- Price, J.R., M.A. Velbel (2001): An assessment of weathering indices and their potential applications to heterogeneous weathering profiles and paleosols. Abstracts of the Eleventh Annual V.M. Goldschmidt Conference 2001 (May 20-24, 2001, Hot Springs, Virginia, USA): Abstract No. 3688.
- Putkonen, J., T. Swanson (2003): Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research* 59: 255-261.
- Reiche, P. (1943): Graphic presentation of chemical weathering. *Journal of Sedimentary Petrology* 13 (2): 58-68.
- Reinemann, L., H. Schemmer (1993): Korngrößenanalyse von Feinsedimenten im Vergleich von Naßsieb- und Lasermethode.

- Deutscher Gewässerkundliche Mitteilungen 37 (1/2): 27-30.
- Renne, P.R., D.B. Karner, K.R. Ludwig (1998): Absolute ages aren't exactly. *Science* 282 (5395): 1840-1841.
- Retallack, G.J. (1997): *A Colour Guide to Paleosols*. 175 pp. John Wiley & Sons, Chichester.
- Retallack, G.J. (Ed.) (2001): *Soils of the Past - an introduction to paleopedology*. 2nd ed., 404 pp. Blackwell Science Ltd., Oxford.
- Richards, B.W.M. (2000): Luminiscence dating of Quaternary sediments in the Himalaya and High Asia: a practical guide to its use and limitations for constraining the timing of glaciation. *Quaternary International* 65/66: 49-61.
- Richards, B.W.M., D.I. Benn, L.A. Owen, E.J. Rhodes, J.Q. Spencer (2000a): Timing of late Quaternary glaciations south of Mount Everest in the Khumbu Himal, Nepal. *Geological Society of America Bulletin* 112 (10): 1621-1632.
- Richards, B.W., L.A. Owen, E.J. Rhodes (2000b): Timing of Late Quaternary glaciations in the Himalayas of northern Pakistan. *Journal of Quaternary Science* 15 (3): 283-297.
- Righi, D., L. Lorphelin (1986): Weathering of silt and clay in soils of a toposequence in the Himalayas, Nepal. *Geoderma* 39: 141-155.
- Righi, D., L. Lorphelin (1987): The soils of a typical slope in the Himalayas (Nepal): their main characteristics and distribution. *Catena* 14: 533-551.
- Ruxton, B.P. (1968): Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Journal of Geology* 76: 518-527.
- Saijo, K., S. Tanaka (2002): Paleosols of middle Holocene age in the Thakkhola basin, central Nepal, and their paleoclimatic significance. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 323-329.
- Scheffer, F., P. Schachtschabel (1992): *Lehrbuch der Bodenkunde*. Vol. 13. 491 pp. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Schlichting, E., H.-P. Blume (1962): Art und Ausmaß der Veränderungen des Bestandes mobiler Oxyde in Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel und ihren Horizonten. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* 96 (2): 144-156.
- Schlichting, E., H.-P. Blume, K. Stahr (eds.) (1995): *Bodenkundliches Praktikum*. Pareys Studentexte 81. 2nd ed., 295 pp. Blackwell Wissenschafts-Verlag, Berlin - Wien.
- Schweinfurth, U. (1956): Über klimatische Trockentäler im Himalaya. *Erdkunde* 10: 297-302.
- Schweinfurth, U. (1957): Die horizontale und vertikale Verbreitung der Vegetation im Himalaya. *Bonner Geographische Abhandlungen* 20: 1-373.
- Schwertmann, U. (1964): Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* 105: 194-202.
- Sharma, M.C., L.A. Owen (1996): Quaternary glacial history of NW Garhwal, Central Himalayas. *Quaternary Science Reviews* 15: 335-365.
- Singer, A. (1993): Weathering patterns in representative soils of Guanzhou Province, south-east China, as indicated by detailed clay mineralogy. *Journal of Soil Science* 44: 173-188.
- Smolliková, L., J. Kalvoda (1981): Some micromorphological features of the soils in the Nepal Himalayas. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica* 16 (1): 49-86.
- Smykatz-Kloss, B. (2003): *Die Lößvorkommen des Pleiser Hügellandes bei Bonn und von Neustadt/Wied sowie der Picardie*. Dr. rer. nat. Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität (Bonn). 329 p. (N)
- Sparks, D.L. (Ed.) (1996): *Methods of Soil Analysis, Part 3, Chemical Methods*. 1390 pp. SSSA/ASA, Madison.

- Stahr, K. (1975): Qualitative und quantitative Erfassung von Schichtgrenzen. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 22: 633-644.
- Stainton, J.D.A. (1972): Forests of Nepal. 174 pp. Hafner, New York.
- Stewart, V.I., W.A. Adams, H.H. Abdula (1970): Quantitative pedological studies on soils derived from silurian mudstones. I. The parent material and the significance of the weathering process. Journal of Soil Science 21 (2): 242-247.
- Sturchio, N.C., K. Muehlenbachs, M.G. Seitz (1986): Element redistribution during hydrothermal alteration of rhyolite in an active geothermal system: Yellowstone drill cores Y-7 and Y-8. Geochimica et Cosmochimica Acta 50: 1619-1631.
- Tamm, O. (1932): Über die Oxal-methode in der chemischen Bodenanalyse. Meddelingen for Statens Skofogsforsöksanstalt 27: 1-50.
- Taylor, A., J.D. Blum (1995): Relation between soil age and silicate weathering rates determined from the chemical evolution of a glacial chronosequence. Geology 23 (11): 979-982.
- Taylor, P., W.A. Mitchell (2000): The quaternary glacial history of the Zaskar Range, north-west Indian- Himalaya. Quaternary International 65-66: 81-99.
- Taylor, P.J., W.A. Mitchell (2002): Comment: Cosmogenic radionuclide dating of glacial landforms in the Lahul Himalaya, northern India: defining the timing of Late Quaternary glaciation. Journal of Quaternary Science 17 (3): 277-278.
- Torrent, J., W.D. Nettleton (1979): A simple textural index for assessing chemical weathering in soils. Soil Science Society of America Journal 43: 373-377.
- Torrent, J., U. Schwertmann, D.G. Schulze (1980): Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain. Geoderma 23: 191-208.
- Troll, C. (1967): Die klimatische und vegetationsgeographische Gliederung des Himalaya-Systems. Khumbu Himal 1: 353-388.
- Tsukamoto, S., K. Asahi, T. Watanabe, W.J. Rink (2002): Timing of past glaciations in the Kanchenjunga Himal, Nepal by optically stimulated luminescence dating of tills. Quaternary International 97-98: 57-67.
- Ulrich, B. (1986): Natural and anthropogenic components of soil acidification. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 149: 702-717.
- Upreti, B.N. (1999): An overview of the stratigraphy and tectonics of the Nepal Himalaya. Journal of Asian Earth Sciences 17: 577-606.
- Visser, P.C. (1938): Glaciologie. Wissenschaftliche Ergebnisse der niederländischen Expeditionen in den Karakorum und angrenzenden Gebieten 1922, 1925, 1929/30 und 1935. Vol. 2. (Series eds.: Visser, P.C., J., Visser-Hooft). 216 pp. Brill, E. J, Leiden.
- Vogel, D.E. (1975): Precambrian Weathering in Acid Metavolcanic Rocks from the Superior Province, Villebon Township, South-Central Québec. Canadian Journal of Earth Science 12: 2080-2085.
- Wagner, M. (2005): Geomorphological and pedological investigations on the glacial history of the Kali Gandaki (Nepal Himalaya). GeoJournal 63, no. 1-4 (Kuhle, M. (ed): Tibet and High Asia (VII): Glacialgeomorphology and Former Glaciation in the Himalaya and Karakorum): 91-113.
- Wakatsuki, T., H. Furukawa, K. Kyuma (1977): Geochemical study of the redistribution of elements in soil - I. Evaluation of degree of weathering of transported soil materials by distribution of major elements among the particle size fractions and soil extract. Geochimica et Cosmochimica Acta 41: 891-902.
- Walker, P.H., P. Green (1976): Soil trends in two valley fill sequences. Australian Journal of Soil Research 14: 291-303.

- Wilke, B.-M., W. Zech (1987): Mineralogies of silt and clay fractions of twelve soil profiles in the bolivian Andes (Callavaya Region). *Geoderma* 39: 193-208.
- WRB (1998): World reference base for soil resources. World Soil Resources Reports. Vol. 84. 88 pp. ISSS, FAO, Rome.
- Yamanaka, H. (1982): Radiocarbon ages of upper quaternary deposit in central Nepal and their geomorphological significance. The Science Reports of Tohoku University, 7th Series (Geography) 32 (1): 46-60.
- Zängl, G., J. Egger, V. Wirth (2001): Diurnal Winds in the Himalayan Kali Gandaki Valley. Part II: Modeling. *Monthly Weather Review* 129: 1062-1080.
- Zech, W., B.-M. Wilke (1977): Vorläufige Ergebnisse einer Bodenchronosequenzstudie im Zillertal. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* 25: 571-586.
- Zech, W., R. Bäumler, O. Savoskul, A. Ni, M. Petrov (1996): Bodengeographische Beobachtungen zur pleistozänen und holozänen Vergletscherung des Westlichen Tienshan (Usbekistan). *Eiszeitalter und Gegenwart* 46: 144-151.
- Zech, W., R. Bäumler, O. Savoskul, O.A. Braitseva, J. Melekestsev (1997): Evidence of middle Pleistocene glaciation in SW-Kamchatka. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 33 (1): 15-20.
- Zech, W., R. Bäumler, D. Madhikarmi, T. Gerl, E. Beck (2001a): Zur pleistozänen und holozänen Landschaftsgeschichte des Modi Khola-Tals (Annapurna, Nepal). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 37 (2): 159-190.
- Zech, W., D. Madhikarmi, T. Gerl, E. Beck (2001b): Rekonstruktion der spätglazialen und holozänen Vergletscherung des Annapurna III-Nordgletschers unter besonderer Berücksichtigung der Böden als Indikatoren für Klimaschwankungen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 37 (2): 141-158.
- Zech, W., B. Glaser, U. Abramowski, C. Dittmar, P.W. Kubik (2003): Reconstruction of the Late Quaternary Glaciation of the Macha Khola valley (Gorkha Himal, Nepal) using relative and absolute (¹⁴C, ¹⁰Be, dendrochronology) dating techniques. *Quaternary Science Reviews* 22: 2253-2265.
- Zhisheng, A., J.E. Kutzbach, W.L. Prell, S.C. Porter (2001): Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature* 411: 62-66.

Tabellen 1 – 15

Figuren 1 – 162

Photos 1 – 54

Anhang 1 – 9

Tabelle 1: Vergletscherungsstadien der Gebirge Hochasiens von den rißzeitlichen bis zu den rezenten Gletscherständen mit ihren entsprechenden Schotterfluren (Sander- und Sanderterrassen), ihrer angenäherten Altersstellung und der Höhe ihrer Schneegrenzdepressionen (KUHLE 2004, modifiziert).

Table 1: Glacier stadia of the mountains in High Asia from the pre-last High Glacial (pre-LGM) to the present day glacier margins and the pertinent sander (glaciofluvial gravel plains and gravel terraces) with the approximate age and ELA-depression (KUHLE 2004, modified).

Vergletscherungsstadium / glacier stadium	Schotterflur / gravel field	angenähertes Alter (a) / approximated age (YBP)	Schneegrenz-depression (n) / ELA-depression (m)
- I = Riß (pre-last High Glacial maximum)	No. 6	150 000 - 120 000	c. 1400
0 = Würm (last High Glacial maximum)	No. 5	60 000 - 18 000	c. 1300
• 1, 2 = first and second Pre-Ghasa-Stagnation			
I - IV = Late Glacial	No. 4 - No. 1	17 000 - 13 000 or 10 000	c. 1100 - 700
I = Ghasa-Stadium	No. 4	17 000 - 15 000	c. 1100
II = Taglung-Stadium	No. 3	15 000 - 14 250	c. 1000
III = Dhampu-Stadium	No. 2	14 250 - 13 500	c. 800 - 900
IV = Sirkung-Stadium	No. 1	13 500 - 13 000 (older than 12 870)	c. 700
V - VII = Neo-Glacial	No. -0 - No. -2	5 500 - 1 700 (older than 1 610)	c. 300 - 80
V = Nauri-Stadium	No. -0	5 500 - 4 000 (4 165)	c. 150 - 300
VI = older Dhaulagiri-Stadium	No. -1	4 000 - 2 000 (2 050)	c. 100 - 200
VII = middle Dhaulagiri-Stadium	No. -2	2 000 - 1 700 (older than 1 610)	c. 80 - 150
VII - XI = historical glacier stadia	No. -3 - No. -6	1 700 - 0 (= 1950)	c. 80 - 20
VII = younger Dhaulagiri-Stadium	No. -3	1 700 - 400 (440 resp. older than 355)	c. 60 - 80
VIII = Stadium VIII	No. -4	400 - 300 (320)	c. 50
IX = Stadium IX	No. -5	300 - 180 (older than 155)	c. 40
X = Stadium X	No. -6	180 - 30 (before 1950)	c. 30 - 40
XI = Stadium XI	No. -7	30 - 0 (= 1950)	c. 20
XII = Stadium XII = recent resp. present glacier stadia	No. -8	+0 - +30 (1950 - 1980)	c. 10 - 20

Entwurf / draft: M. Kuhle

Tabelle 2: Übersicht über die Gletschergruppen, ihre Merkmale und die zugehörige Regressionsgleichung zur Ermittlung des Faktors der Schneegrenzdifferenz (FSD) aus der Differenz von Nährgebiets- und Zehrgebietswinkel ($\alpha - \delta$) nach der Schneegrenzberechnungsmethode von KUHLE (1986b).

Table 2: Glacier groups used in the method of ELA calculation according to KUHLE (1986b), including their attributes and the regression equations by which the factor of snowline difference (FSD) is derived from the difference accumulation area angle – ablation area angle ($\alpha - \delta$).

Gletscher-gruppe / glacier group	Gletschermerkmale / glacier attributes	Regressionsgleichung / regression equation
I	durch Talflanken kanalisiert, schuttfrei oder bis zu 25% schuttbedeckte Ablationsbereiche, durchschnittliche Gipfelhöhe unter 7000 m / canalised by valley slopes, free of debris or have a debris cover of less than 25 %, average summit heights less than 7000 m	FSD = 0.8916 ($\alpha - \delta$) - 8.6936
II	Ablationsgebiet durch Talflanken kanalisiert und zu mehr als 25% schuttbedeckt, durchschnittliche Gipfelhöhe unter 7000 m / Ablation zones are more than 25 % covered with debris and average summit heights are less than 7000 m	FSD = 0.5157 ($\alpha - \delta$) - 9.2169
III	Ablationsgebiet zu mehr als 25% schuttbedeckt, durchschnittliche Gipfelhöhe über 7000 m / Ablation zones are more than 25 % covered with debris and average summit heights are over 7000 m	FSD = 0.6779 ($\alpha - \delta$) - 6.6183
IV	Unkanalisiertes, ausuferndes, kalbendes oder abbrechendes, bis zu 25% schuttbedecktes Ablationsgebiet, durchschnittliche Gipfelhöhe unter 7000 m / Uncanalised, outflowing, calving or interrupted ablation zones up to 25 % covered with debris, average summit heights less than 7000 m	FSD = 0.6492 ($\alpha - \delta$) + 3.3459

Tabelle 3: Übersicht über die auf der Elementverlagerung beruhenden pedochronologischen Auswertungsmethoden und Indizes.

Table 3: Pedochronological weathering indices depending on the element dislocation.

Verwitterungsindex / weathering index	Bezeichnung und Quelle / notation and reference
$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2) * 100$	MWPI (Reiche 1943, Vogel 1975)
Term 1 = $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ Term 2 = $(\text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$	Term1, Term2 (Kronberg & Nesbitt 1981)
$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$	NKCM/AFT (Birkeland 1999)
$(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{P}_2\text{O}_5)$	Feng (Feng 1997)
$(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$	V (Vogt 1927)
$(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na} + \text{K} + \text{Mn} + \text{Rb} + \text{Sr} + \text{Ba}) / (\text{Al} + \text{Fe} + \text{Sc} + \text{Co} + \text{Y} + \text{Zr})$	V _i (abgeleitet aus Sturchio 1986)
$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}) / (\text{Al}_2\text{O}_3)$	NKCM/A (Birkeland 1999)
$(\text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) * 100$	CIA (Nesbitt & Young 1982)
$(\text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) * 100$	CIW (Harnois 1988)
$(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{SiO}_2)$	FA/S (Markewich et al. 1989)
$(\text{SiO}_2) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$	S/AFT (Birkeland 1999)
$\text{Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$	(Gallet et al. 1998)
$\text{Na}_2\text{O} / \text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O} / \text{TiO}_2$, $\text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO} / \text{TiO}_2$	(Smykatz-Kloss 2003)
$\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{CaO}$	(Feng 1997)
$\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$	(nach Jenny 1931 in Ruxton 1968)
CaO / MgO	(Parsson et al. 1970, verändert)
$\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$	(Ruxton 1968)
$\text{SiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3$	(Ortiz et al. 2002, verändert)
$(\text{Zr} / \text{P}_2\text{O}_5) * 10$	(Vogel 1975, verändert)
Ba / Sr	(Retallack 1997)
Rb / Sr	(Chen et al. 1998)
$0.097 * (\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Al}_2\text{O}_3) + 0.087 * (\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3) - 0.252 * (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O}) - 0.347 * (\text{SiO}_2 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3))$ $+ 0.351 * (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2) + 0.298 * (\text{SiO}_2 / \text{Sand}) - 0.178 * (\text{MgO} / \text{K}_2\text{O})$	Factor 1 (Araki & Kyuma 1986, verändert)
$\left(\frac{(\text{Na})a}{0,35} + \frac{(\text{Mg})a}{0,9} + \frac{(\text{K})a}{0,25} + \frac{(\text{Ca})a}{0,7} \right) * 100$	WI(P) (Parker 1970)
Dreiecksdiagramm / ternary $(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, (SiO_2)	CMKN-AF-S (Reiche 1943)
Dreiecksdiagramm / ternary $(\text{CaO} + \text{MgO})$, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$	CM-KN-SAF (Chesworth 1973)
Dreiecksdiagramm / ternary (Al_2O_3) , $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$, (K_2O)	A-CN-K (Nesbitt et al. 1996)
Kartesisches Diagramm / ternary $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$	SAF-KN (Chesworth 1973)

Tabelle 4: Übersicht über die auf der Bildung pedogener Oxide und der Bodenfarbe beruhenden pedochronologischen Auswertungsmethoden und Indizes.

Table 4: Pedochronological weathering indices depending on the development of pedogenic oxides and the soil colour.

Verwitterungsindex / weathering index	Quelle / reference
Fe_o/Fe_d	(Alexander 1974)
Fe_{d-o}/Fe_t	Arduino et al. (1984)
Fe_o/Fe_t	Arduino et al. (1984)
Fe_{t-d}/Fe_t	Arduino et al. (1984)
Fe_d/Fe_t	Zech & Wilke (1977)
Al_d/Al_t	Fitze (1980)
Al_d/Fe_d	Fitze (1980)
Alexander-Farbindex = $20 - H_{Hurst} * C/V$	Alexander (1985)
Farbindex CDE = $H_{Buntley} * C$	Buntley (1965)

Tabelle 5: Umrechnung des Farbtonwertes von Munsell in den H_{Hurst} -Wert zur Berechnung des Farbindex nach HURST (1977).

Table 5: Conversion of the soil colour hue according to Munsell into the H_{Hurst} value for calculating the colour index after HURST (1977).

Farbton / hue	5 R	7,5 R	10 R	2,5 YR	5 YR	7,5 YR	10 YR
H_{Hurst}	5	7,5	10	12,5	15	17,5	20

Tabelle 6: Umrechnung des Farbtonwertes von Munsell in den $H_{Buntley}$ -Wert zur Berechnung des Farbindex nach BUNTLEY (1965).

Table 6: Conversion of the soil colour hue according to Munsell into the $H_{Buntley}$ value for calculating the colour index after BUNTLEY (1965).

Farbton / hue	10 R	2,5 YR	5 YR	7,5 YR	10 YR	0 Y	1,25 Y	2,5 Y	5 Y
$H_{Buntley}$	7,0	6,0	5,0	4,0	3,0	2,5	2,0	1,0	

Tabelle 7: Übersicht über die auf der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens beruhenden pedochronologischen Auswertungsmethoden und Indizes.

Table 7: Pedochronological weathering indices depending on the grain size distribution of the fine earth.

Verwitterungsindex / weathering index	Quelle / reference
Tonanreicherung / clay accumulation = $(S+U)/T$	Ahmad et al. (1977)
Schluffanreicherung / silt accumulation = $(fU+mU)/(gU+S)$	Evans (1975)
Feinschluffabreicherung / fine silt depetion = $(fU+mU)/U$	Torrent & Nettleton (1979)
Feintonanreicherung / fine clay accumulation = $fT/T*100$	nach Levine & Ciolkosz (1983), verändert
Median / median = Q_2	
Medianindex / median index = $(-\log_2 Q_2 + 1)/10$	nach Langley-Turnbaugh & Evans (1994), verändert
Tonmasse / clay mass = $T [g/cm^2 * \text{Horizonttiefe}]$	Markewich et al. (1989)
Schluffmasse / silt mass = $U [g/cm^2 * \text{Horizonttiefe}]$	Harrison et al. (1990)
Schluff- + Tonmasse / silt + clay mass = $U+T [g/cm^2 * \text{Horizonttiefe}]$	Harrison et al. (1990)

Tabelle 8: Übersicht über die pedochemischen und pedophysikalischen Indizes zur Überprüfung der Profilhomogenität.

Table 8: *Pedochemical and pedophysical indices used for checking the soil profile homogeneity.*

Homogenitätsindex / <i>homogeneity index</i>	Quelle / <i>reference</i>
Ti/Zr	u. a. Alaily (1983)
Zr/Sr	Evans (1975), verändert
Y/Zr*100	Murad (1978), verändert
(gS+mS)/(fS+gU)	Bäumler et al. (1996)
fS/gS	Wilke & Zech (1987)
Q ₂	Alaily (1983)

Tabelle 9: Übersicht der Erdzeitalter, Formationen und petrographischen Zusammensetzung der Geologie entlang des Kali Gandaki zwischen Dana und Kagbeni (nach GODIN 2003).

Table 9: *Geological era, formation and petrography along the Kali Gandaki between Dana and Kagbeni (after GODIN 2003).*

Erdzeitalter / <i>geological era</i>	Formation / <i>formation</i>	Petrographie / <i>petrography</i>
Kreide / <i>Cretaceous</i>	Chukh Group, Muding Unit	Sandstein, vulkanoklastische Sedimenten, Grauwacke, Schwarzer Schiefer / <i>sandstone, vulcanoclastic sediments, greywacke, black shale</i>
	Chukh Group, Kagbeni Unit	
	Chukh Group, Chukh Unit	
Jura / <i>Jurassic</i>	Lupra Formation	Schwarzer Schiefer / <i>black shale</i>
	Bagung Formation	fossilienführender Kalkstein / <i>fossiliferous limestone</i>
	Jomsom Formation	fossilienführender Kalkstein / <i>fossiliferous limestone</i>
Trias / <i>Triassic</i>	Thini Formation	kalkiger Tonschiefer / <i>calcareous shale</i>
Perm, Karbon / <i>Carboniferous-Permian</i>	Thini Chu Formation	kalkiger Tonschiefer / <i>calcareous shale</i>
	Lake Tilicho Formation	kalkiger Tonschiefer / <i>calcareous shale</i>
Devon / <i>Devonian</i>	Upper Sombre Formation	Schwarzer Schiefer, Kalkstein / <i>black shale, limestone</i>
Silur / <i>Silurian</i>	Lower Sombre Formation	kiesiger Dolomit / <i>gritty dolomite</i>
Ordovizium / <i>Ordovician</i>	Nilgiri Formation	dolomitischer Sandstein, kalkhaltiger Tonschiefer, Siltstein, massiger Kalkstein / <i>dolomitic sandstone, calcareous shale, siltstone, massive limestone</i>
Kambrium (?), Ordovizium / <i>Cambrian (?), Ordovician</i>	Annapurna Formation	Schiefer und Phyllit / <i>schist and phyllite</i>
	Sanctuary Formation	Schwarzer Schiefer, Sandstein, Kalkstein / <i>black shale, sandstone, limestone</i>
Proterozoikum, Frühpaläozoikum / <i>Proterozoic, early Paleozoic</i>	Higher Himalayan crystalline rocks, Upper Formation III	grober Augengneis / <i>augengneiss</i>
	Higher Himalayan crystalline rocks, Middle Formation III	grober Augengneis / <i>augengneiss</i>
	Higher Himalayan crystalline rocks, Lower Formation III	grober Augengneis / <i>augengneiss</i>
	Higher Himalayan crystalline rocks, Formation II	Paragneis, Marmor, Quarzit / <i>paragneiss, marble, quartzite</i>
	Higher Himalayan crystalline rocks, Formation I	Augengneis mit Kalksilikat- und Quarzgesteins, Zweiglimmergneise / <i>augengneiss with calc-silicate and quartzite, mica gneiss</i>

Tabelle 10: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 1, 2, 3, 8 und 9 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).
Table 10: Location and soil development age of soil profile 1, 2, 3, 8 and 9 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Bodenprofil / soil profile		potentieller Beginn der Bodenentwicklung / potential start of soil development	
alt / old	8	Würm (0)	letztes Hochglazial / LGM
↑ ↓	9	Ghasa-Stadium (I)	Spätglazial / Late Glacial
	2	Taglung-Stadium (II)	Spätglazial / Late Glacial
	1	Dhampu-Stadium (III)	Spätglazial / Late Glacial
	3	Sirkung-Stadium (IV)	Spätglazial / Late Glacial
jung / young			

Tabelle 11: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 4, 5, 6, 7 und 8 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).
Table 11: Location and soil development age of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Bodenprofil / soil profile		potentieller Beginn der Bodenentwicklung / potential start of soil development	
alt / old	8	Würm (0)	letztes Hochglazial / LGM
↑ ↓	6, 7	Taglung-Stadium (II)	Spätglazial / Late Glacial
	5	Dhampu-Stadium (III)	Spätglazial / Late Glacial
	4	Sirkung-Stadium (IV)	Spätglazial / Late Glacial
jung / young			

Tabelle 12: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 12, 13, 14, 15 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).
Table 12: Location and soil development age of soil profile 12, 13, 14 and 15 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Bodenprofil / soil profile		potentieller Beginn der Bodenentwicklung / potential start of soil development	
alt / old	12	First / Second Pre-Ghasa-Stadium (• 1,2)	letztes Hochglazial, Spätglazial / LGM, Late Glacial
↑ ↓	13	Ghasa-Stadium (I)	Spätglazial / Late Glacial
	15	Taglung-Stadium (II)	Spätglazial / Late Glacial
	14	Dhampu-Stadium (III)	Spätglazial / Late Glacial
jung / young			

Tabelle 13: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 16, 17, 18, 19 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).
Table 13: Location and soil development age of soil profile 16, 17, 18 and 19 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

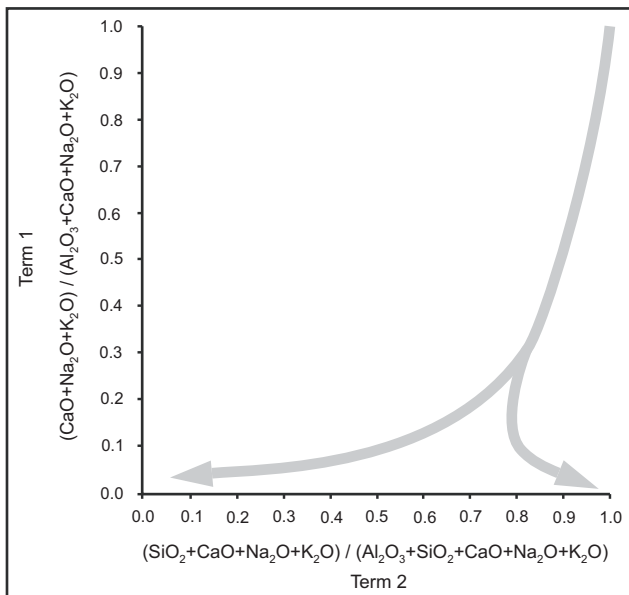
Bodenprofil / soil profile		potentieller Beginn der Bodenentwicklung / potential start of soil development	
alt / old	16	Würm (0)	letztes Hochglazial / LGM
↑ ↓	19	First / Second Pre-Ghasa-Stadium (• 1,2)	letztes Hochglazial, Spätglazial / LGM, Late Glacial
	18	Taglung-Stadium (II)	Spätglazial / Late Glacial
	17	Nauri-Stadium (V)	Spätglazial / Late Glacial
jung / young			

Tabelle 14: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 20, 21 und 22 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).
Table 14: Location and soil development age of soil profile 20, 21 and 22 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Bodenprofil / soil profile		potentieller Beginn der Bodenentwicklung / potential start of soil development	
alt / old ↑ ↓ jung / young	20	Würm (0)	letztes Hochglazial / LGM
	21	First / Second Pre-Ghasa-Stadium (•1,2)	letztes Hochglazial, Spätglazial / LGM, Late Glacial
	22	Taglung-Stadium (II)	Spätglazial / Late Glacial

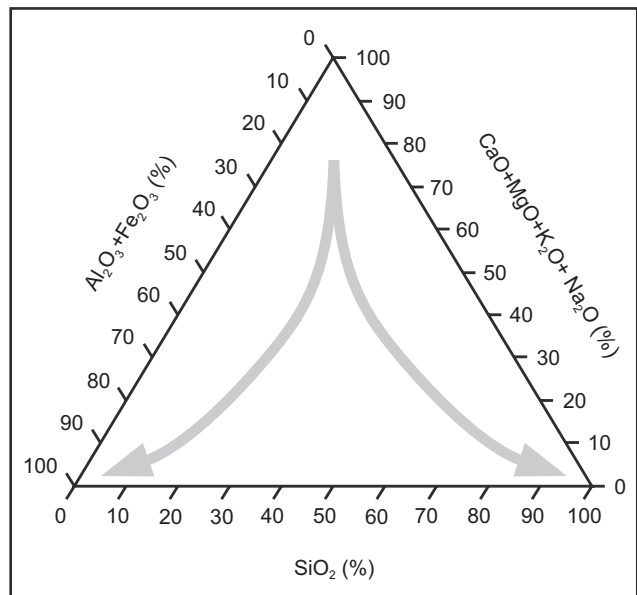
Tabelle 15: Das aus Glazialgeomorphologie und Schneegrenzberechnungen abgeleitete Standort- und potentielle Bodenentwicklungsalter der Profile 23, 24, 25, 26 (Chronologieschema nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1).
Table 15: Location and soil development age of soil profile 23, 24, 25 and 26 derived from glaciogeomorphological analyses and ELA calculations (glacier stadia after KUHLE (2004), cf. Table 1).

Bodenprofil / soil profile		potentieller Beginn der Bodenentwicklung / potential start of soil development	
alt / old ↑ ↓ jung / young	25, 26	Würm (0)	letztes Hochglazial / LGM
	24	First / Second Pre-Ghasa-Stadium (•1,2)	letztes Hochglazial, Spätglazial / LGM, Late Glacial
	23	Ghasa-Stadium (I)	Spätglazial / Late Glacial



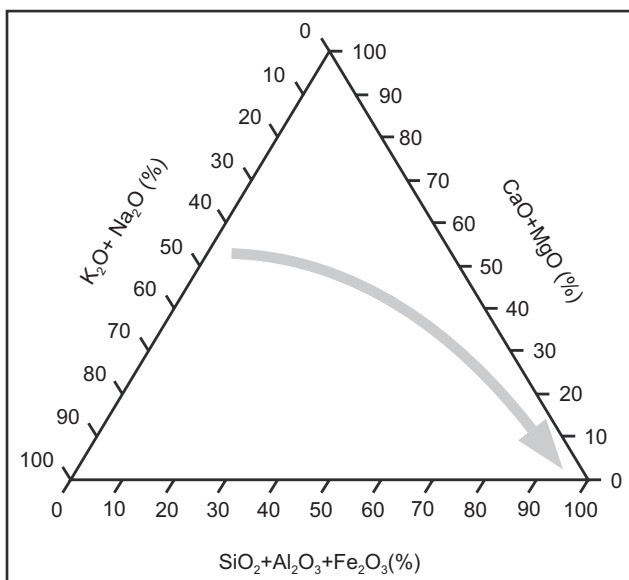
Figur 1: Kartesisches Diagramm mit Term 1 (Ordinate) und Term 2 (Abszisse) des Verwitterungsindex nach KRONBERG & NESBITT (1981). Die in das Diagramm eingetragenen Pfeile geben dabei die theoretische Verwitterungskurve wider.

Figure 1: Cartesian diagram including the weathering indices Term 1 (ordinate) and Term 2 (abscissa) (KRONBERG & NESBITT (1981)). The arrows indicate the theoretical weathering trend.



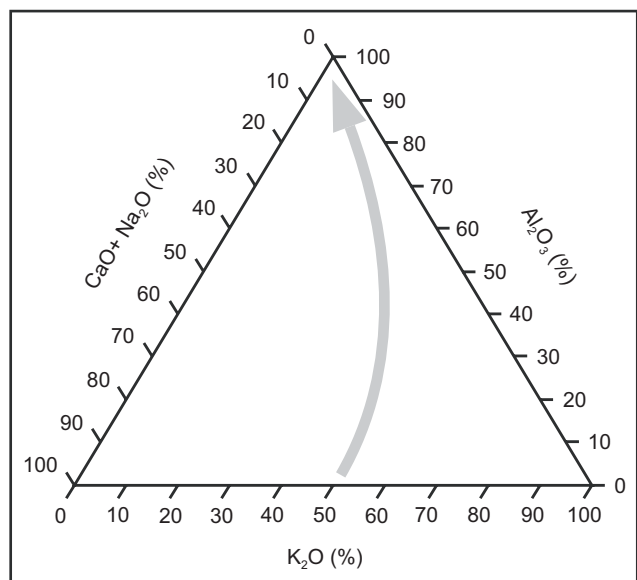
Figur 2: CMKN-AF-S-Dreiecksdiagramm nach REICHE (1943). Über die in das Diagramm eingetragenen Pfeile sind die theoretischen Verwitterungsverläufe nachzuvollziehen.

Figure 2: CMKN-AF-S ternary diagram (REICHE (1943)). The arrows indicate the theoretical weathering trend.



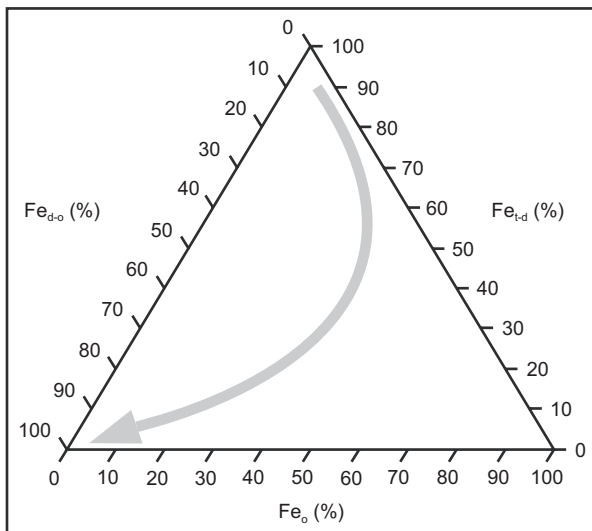
Figur 3: CM-KN-SAF-Dreiecksdiagramm nach CHESWORTH (1973). Der theoretische Verwitterungsverlauf wird durch den eingetragenen Pfeil angedeutet.

Figure 3: CM-KN-SAF ternary diagram (CHESWORTH (1973)). The arrow indicates the theoretical weathering trend.

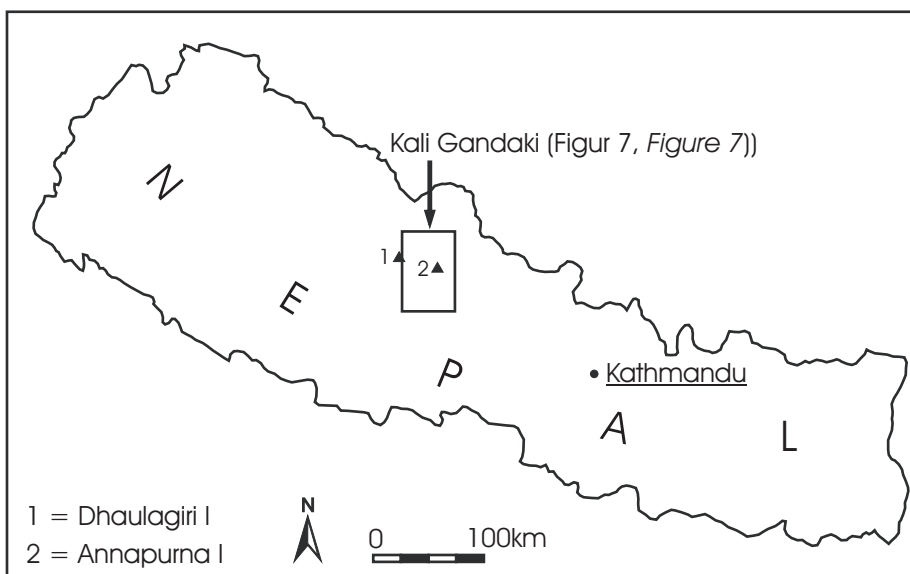


Figur 4: A-CN-K-Dreiecksdiagramm nach NESBITT et al. (1996). Der theoretische Verwitterungsverlauf wird durch den eingetragenen Pfeil angedeutet.

Figure 4: A-CN-K ternary diagram (NESBITT et al. (1996)). The arrow indicates the theoretical weathering trend.

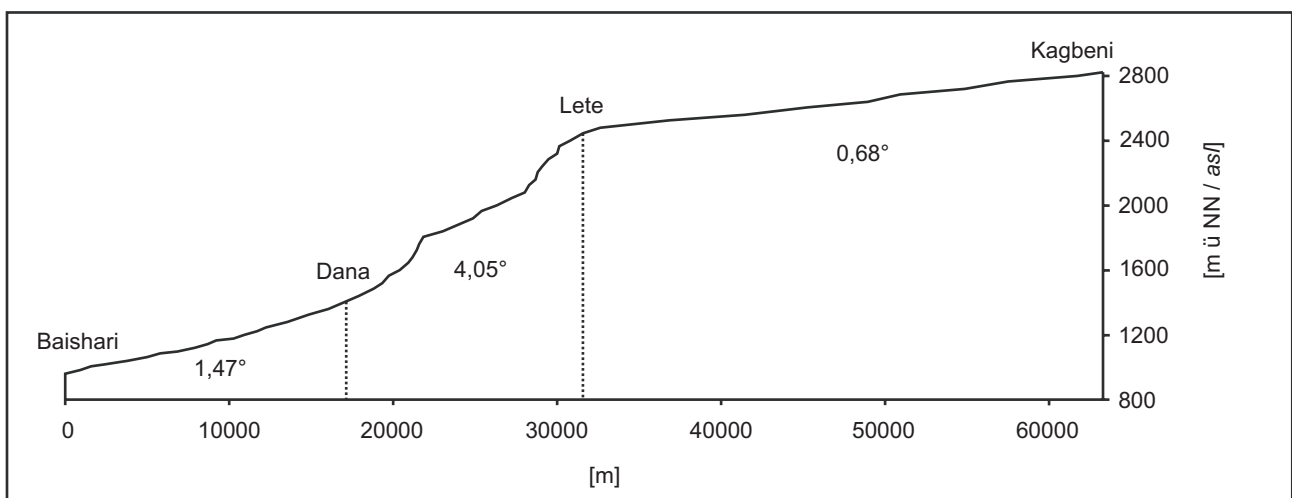


Figur 5: Dreiecksdiagramm mit den prozentualen Anteilen der Fraktion des silikatisch gebundenen Eisens (Fe_{t-d}), des in gutkristallisierten pedogenen Oxiden gebundenen Eisens (Fe_{d-o}) und des in amorphen pedogenen Oxiden gebundenen Eisens (Fe_o) am Gesamteisengehalt (Fe_t). Die theoretische verwitterungsbedingte Verschiebung innerhalb des Diagramms ist über den eingetragenen Pfeil angedeutet.
Figure 5: Ternary diagram including silicate-bond iron (Fe_{t-d}), well-crystallised Fe oxides (Fe_{d-o}) and poorly crystallised Fe oxides (Fe_o) as percentage of total iron (Fe_t). The arrow indicates the theoretical weathering trend.



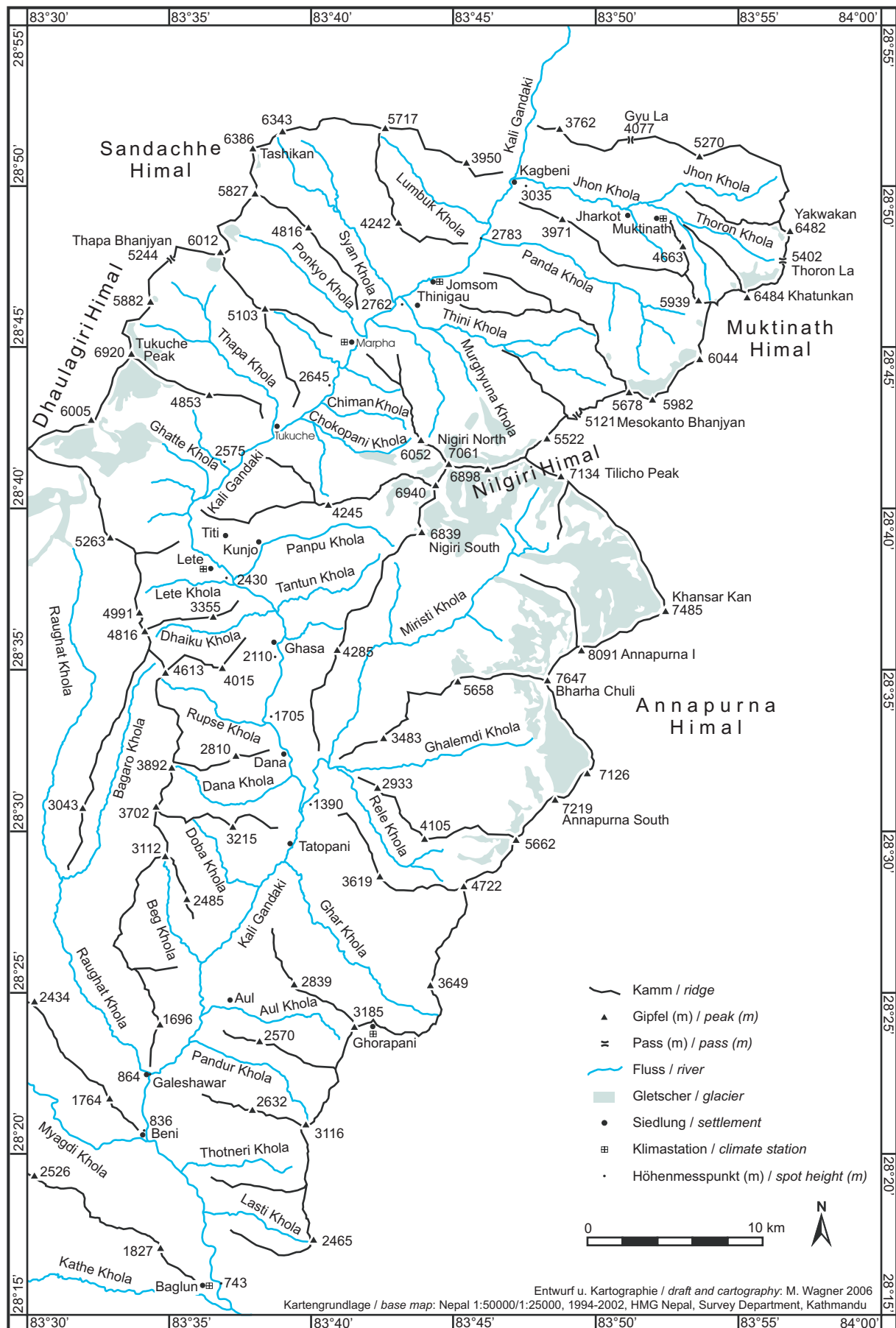
Figur 6: Übersichtskarte von Nepal mit der Lage des Untersuchungsgebietes.
Figure 6: Map of Nepal showing the position of the investigation area.

Figur 7: folgt nach Figur 8 / *Figure 7: follows behind Figure 8*



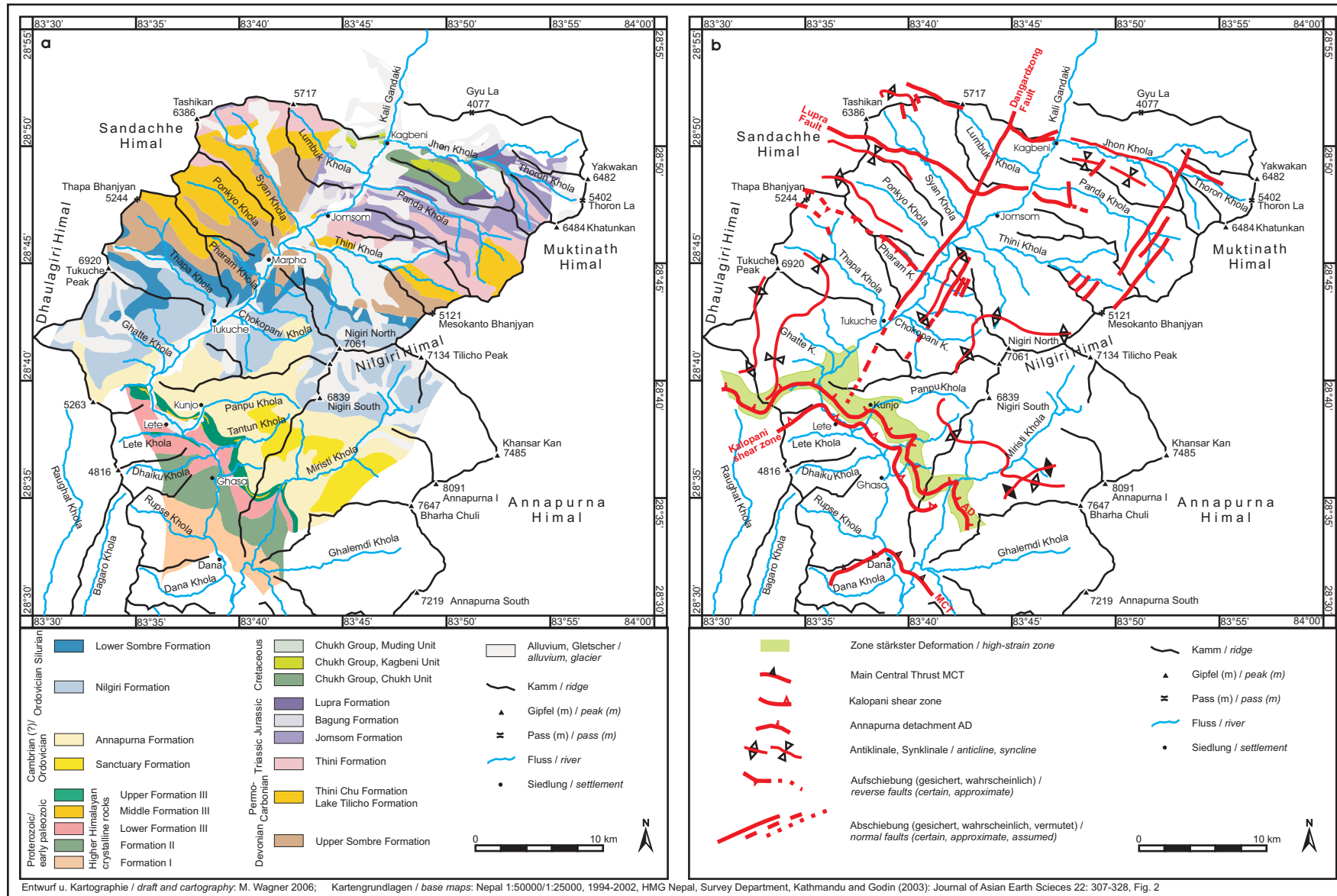
Figur 8: Tallängsprofil des Kali Gandaki zwischen Baishari und Kagbeni mit Neigungswinkeln, zehnfach überhöht.

Figure 8: Longitudinal profile of the Kali Gandaki between Baishari and Kagbeni, exaggeration 1:10.



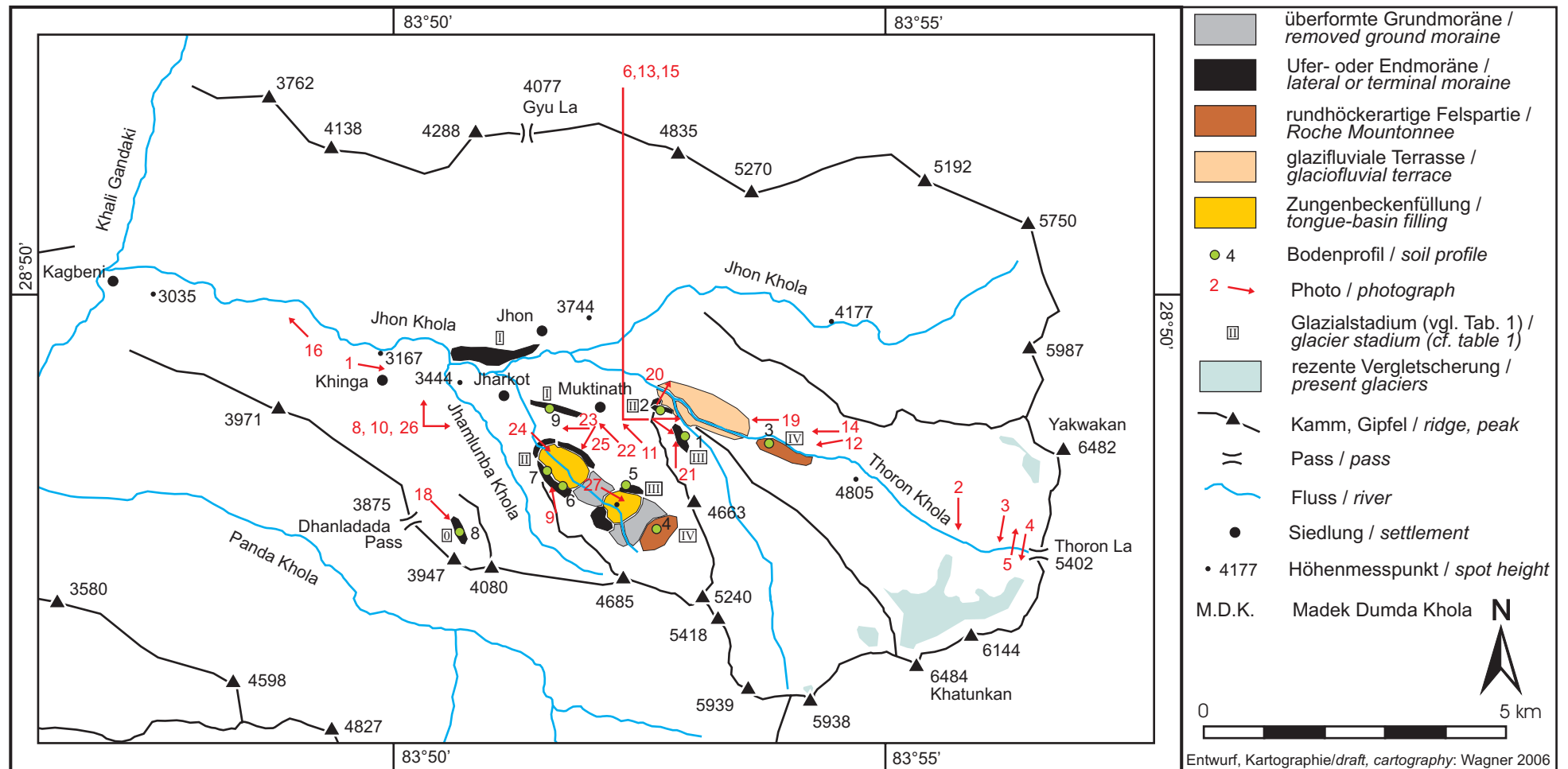
Figur 7: Übersichtskarte über das Untersuchungsgebiet im Bereich des oberen Kali Gandaki und seiner Nebentäler zwischen Dhaulagiri und Annapurna Himalaja.

Figure 7: Map of the investigation area including the upper Kali Gandaki and its tributaries between the Dhaulagiri and Annapurna Himal.



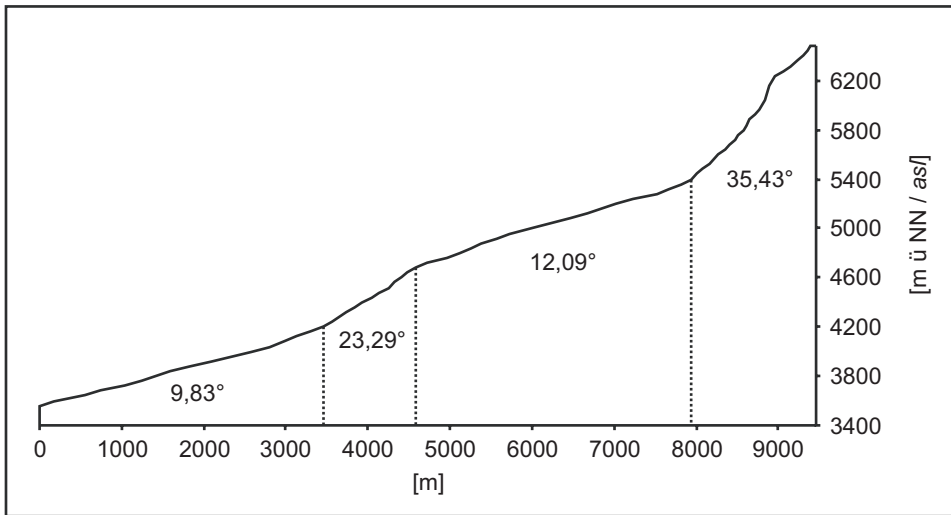
Figur 9a-b: Geologisch-tektonische Karten des oberen Kali Gandaki (GODIN 2003: Fig. 2, verändert). Karte (a) beinhaltet die für diese Arbeit wichtigsten geologischen Schichten nördlich der Hauptüberschiebungszone MCT, Karte (b) zeigt den Verlauf wichtiger Überschiebungs- und Verwerfungs-zonen.

Figure 9 a-b: Geologic map of the upper Kali Gandaki. (GODIN 2003: Fig. 2, modified).



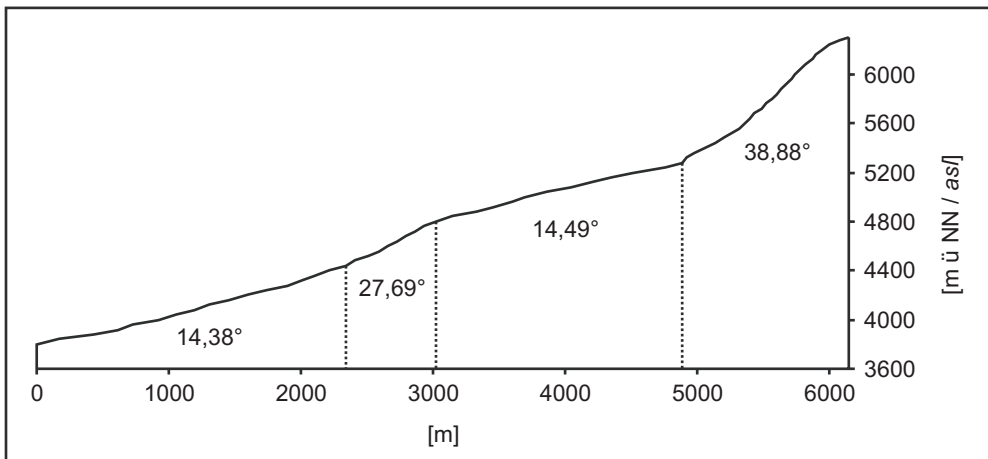
Figur 10: Kartierung des für die pedochronologische Untersuchung relevanten glazigenen und glazifluvialen Formenschatzes im Umfeld des Thoron Khola und Madek Dumda Khola. Markiert sind außerdem die Bodenprofilstandorte 1-9 mit ihrer Gletscherstadienzuordnung nach dem Chronologieschema von KUHLE (2004) (vgl. Tabelle 1) und die Photostandorte.

Figure 10: Map of the Thoron Khola and Madek Dumda Khola showing glacial and glaciofluvial key forms, which are crucial for pedochronological investigations. Additionally the locality and glacier stadium (according to the scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) of the soil profiles and the position and line of site of the photos is mapped.



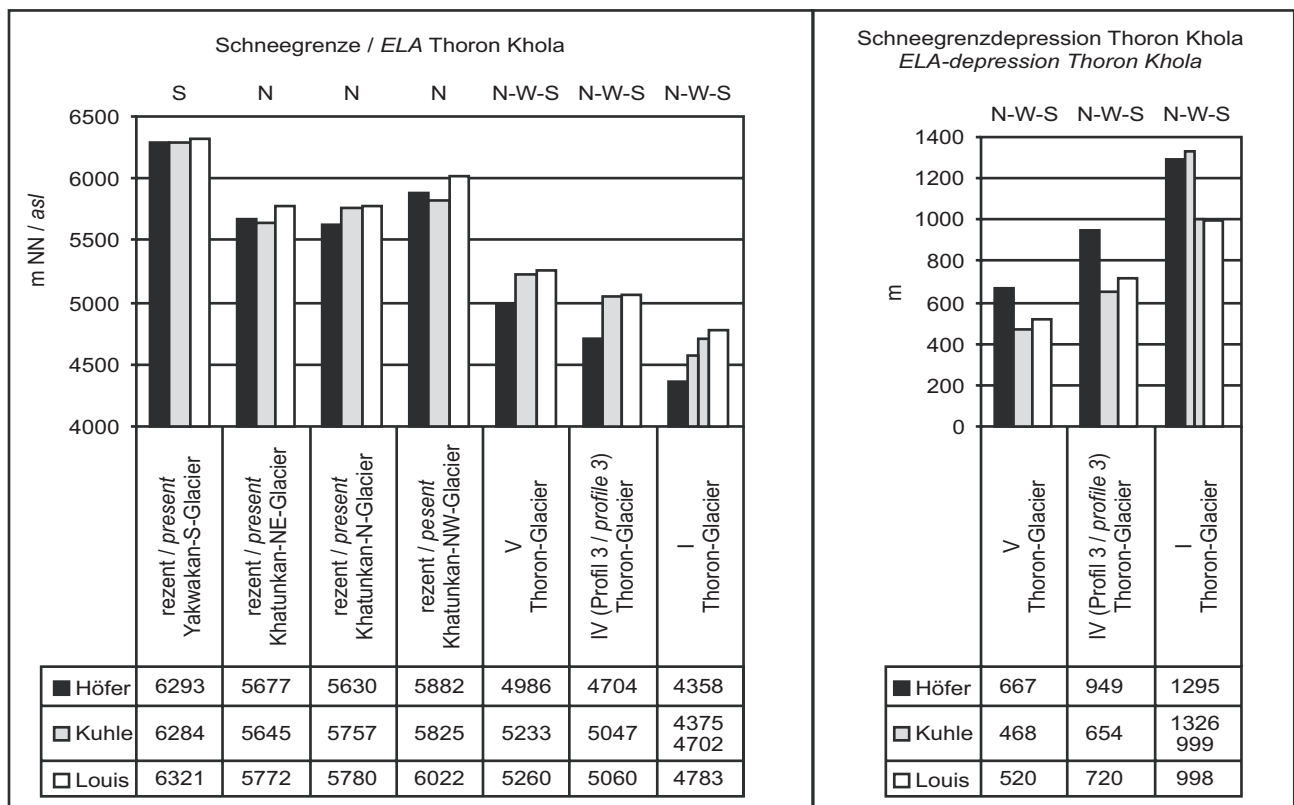
Figur 11: Tallängsprofil des Thoron Khola im Einzugsbereich des Yakwakan-Gletscher, mit Neigungswinkeln, 1,5 fach überhöht.

Figure 11: Longitudinal profile of the Thoron Khola along the Yakwakan-Glacier, exaggeration 1:1.5.

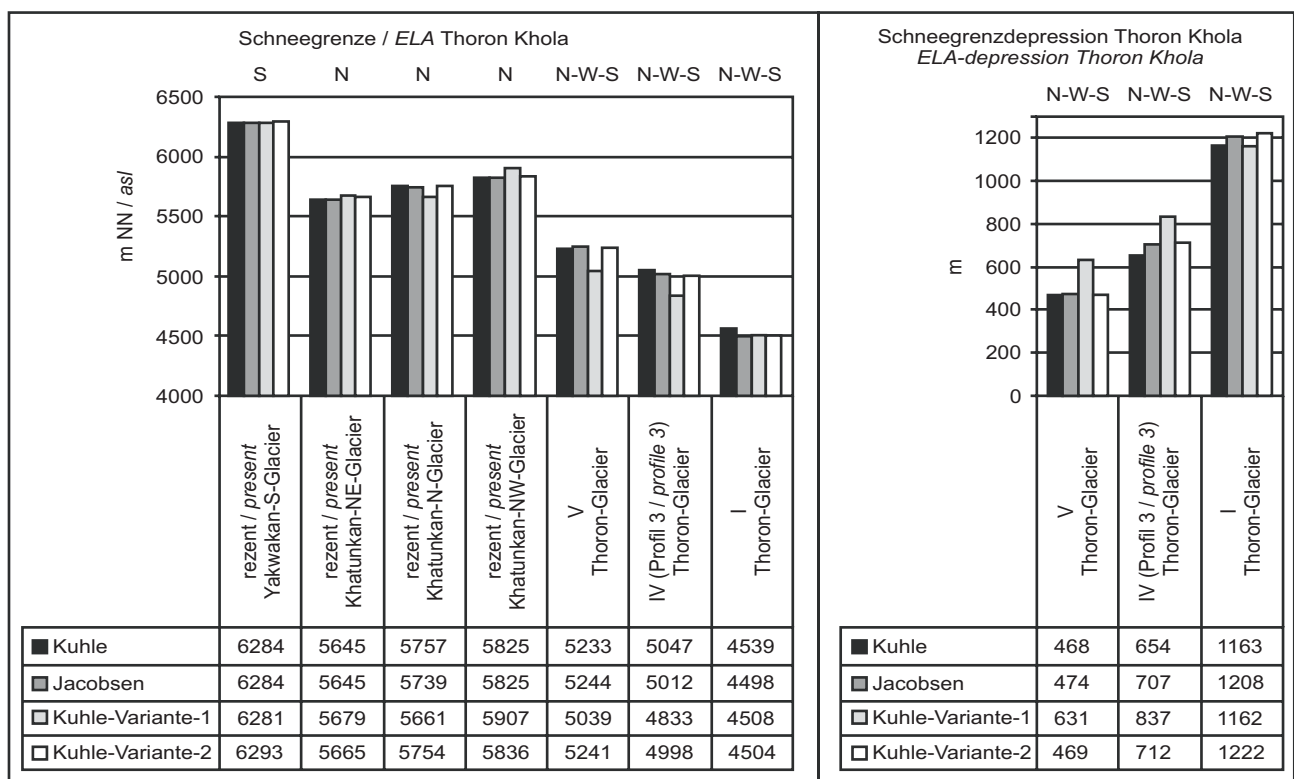


Figur 12: Tallängsprofil des linken Thoron Khola Seitentals entlang des rechten Oberlauf, mit Neigungswinkeln, nicht überhöht.

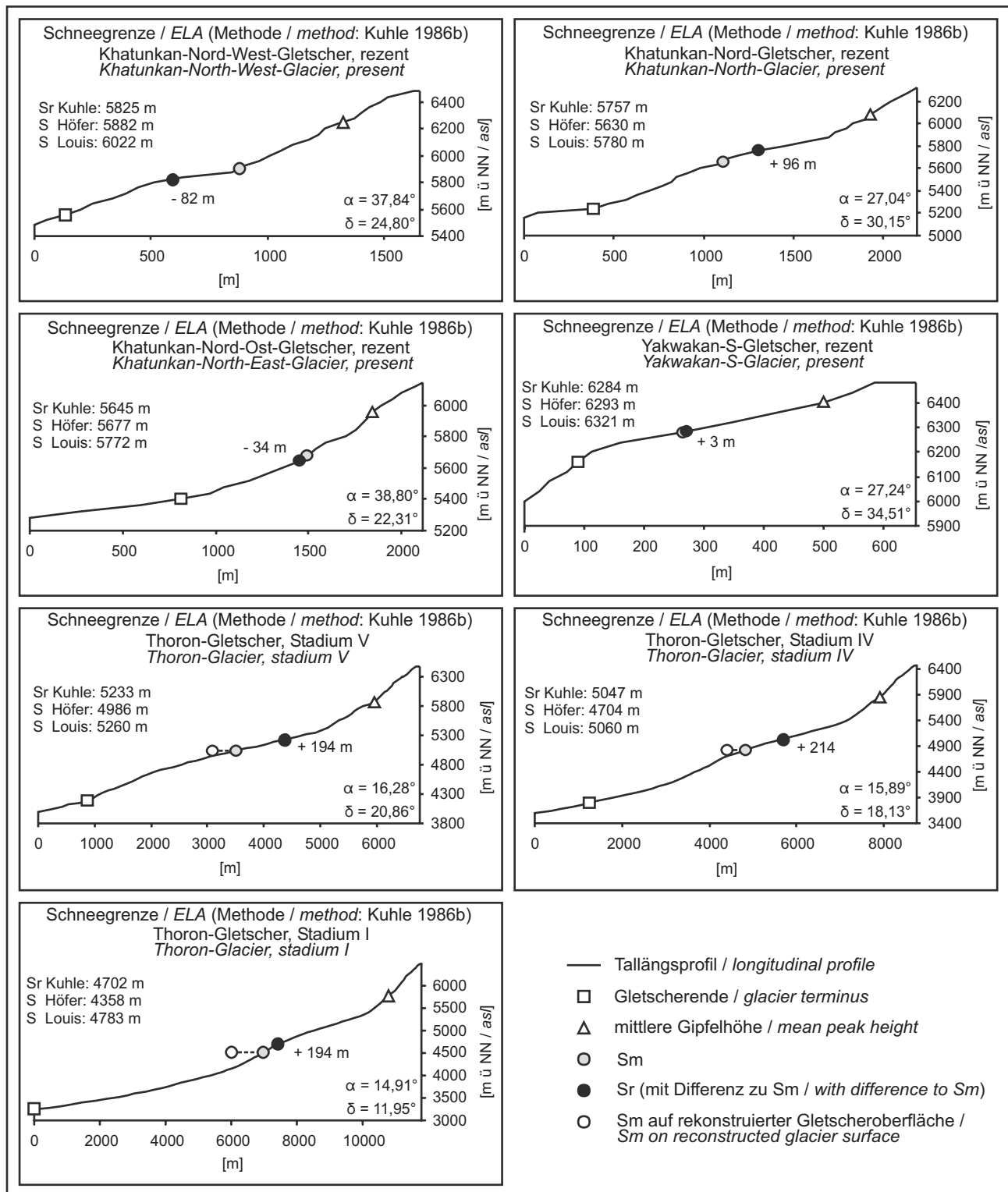
Figure 12: Longitudinal profile of the left tributary of Thoron Khola, no exaggeration.



Figur 13: Für den Thoron-Gletscher berechnete rezente und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von HÖ FER (1879), KUHLE (1986b) und LOUIS (1954/55).
 Figure 13: ELA and ELA depressions for the Thoron-Glacier according to the methods of HÖ FER (1879), KUHLE (1986b) and LOUIS (1954/55).

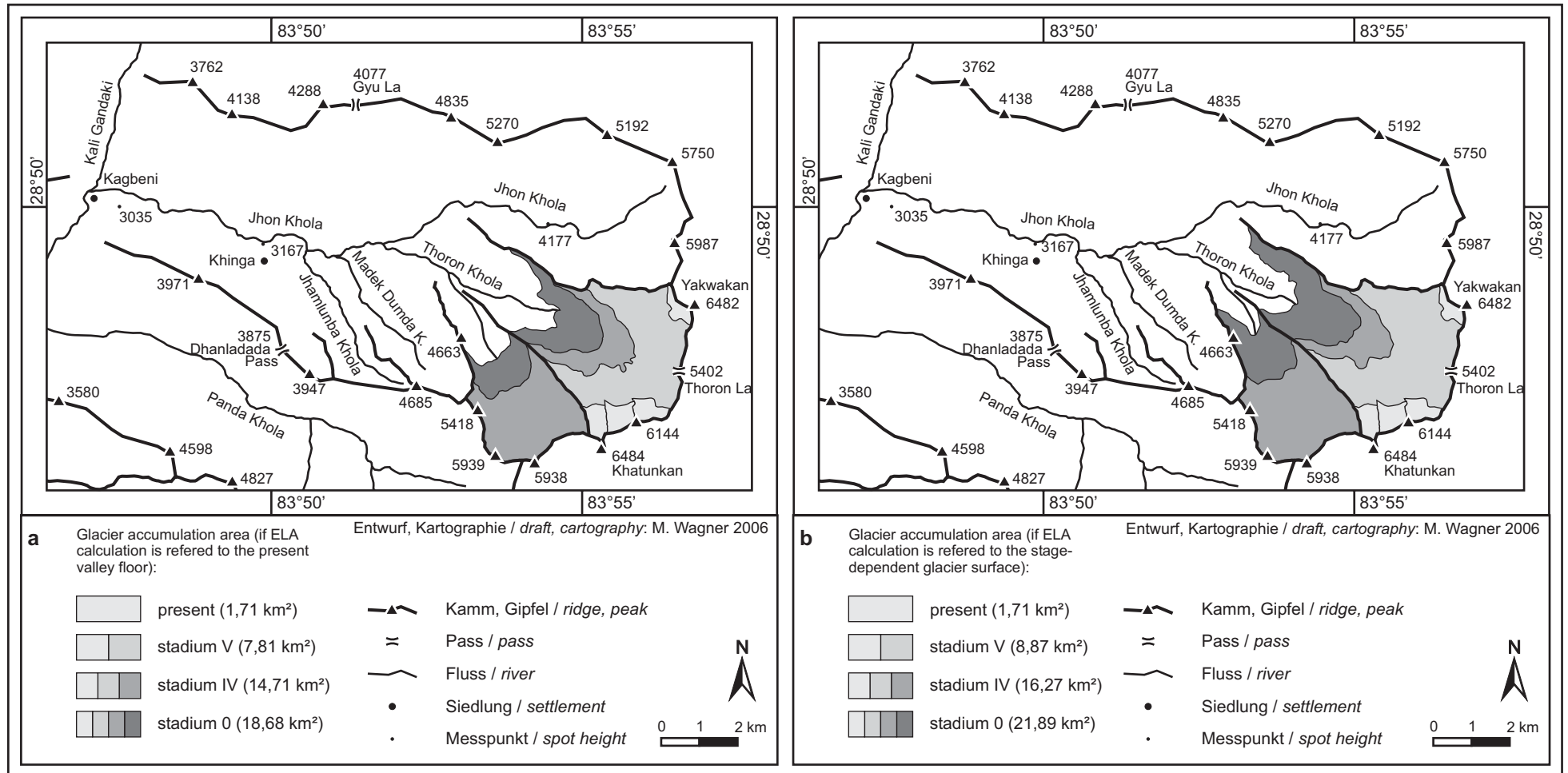


Figur 14: Für den Thoron-Gletscher berechnete rezente und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von KUHLE (1986b) und JACOBSEN (1990), sowie Kuhle-Variante-1 und Kuhle-Variante-2 (vgl. Kapitel 2.1.2).
 Figure 14: ELA and ELA depressions for the Thoron-Glacier according to the methods of KUHLE (1986b) and JACOBSEN (1990), as well as Kuhle-Variante-1 and Kuhle-Variante-2 (cf. chapter 2.1.2).



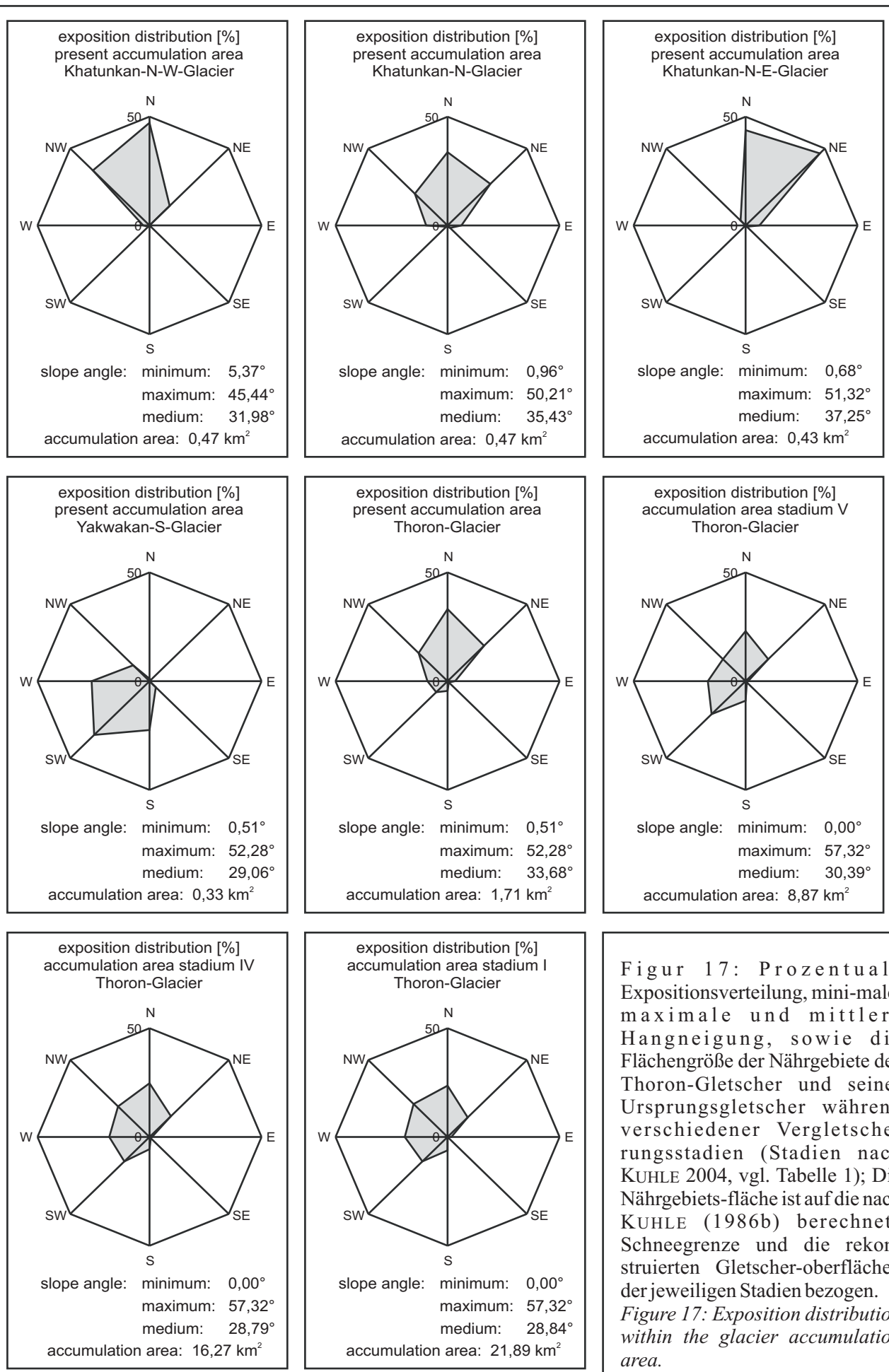
Figur 15: Graphische Darstellung der für die Schneegrenzberechnungsmethode nach KUHLE (1986b) wichtigen Berechnungsgrößen für verschiedene Vergletscherungsstadien des Thoron-Gletscher (Stadiensystematik nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1). Die rechnerische Schneegrenze (Sm) entspricht dem Mittelwert aus der mittleren Gipfelhöhe und dem Gletscherende. Die Sm, genauer die um die rekonstruierte Gletscheroberfläche verschobene Sm teilt das Tallängsprofil in Nähr- und Zehrgebiet. Unter Verwendung der Differenz aus Nährgebiets- (α) und Zehrgebietswinkel (δ) wird die reale Schneegrenze (Sr) aus Sm abgeleitet. Zum Vergleich sind die Schneegrenzhöhen (S) nach der Methode von HÖFER (1879) und LOUIS (1954/55) angegeben.

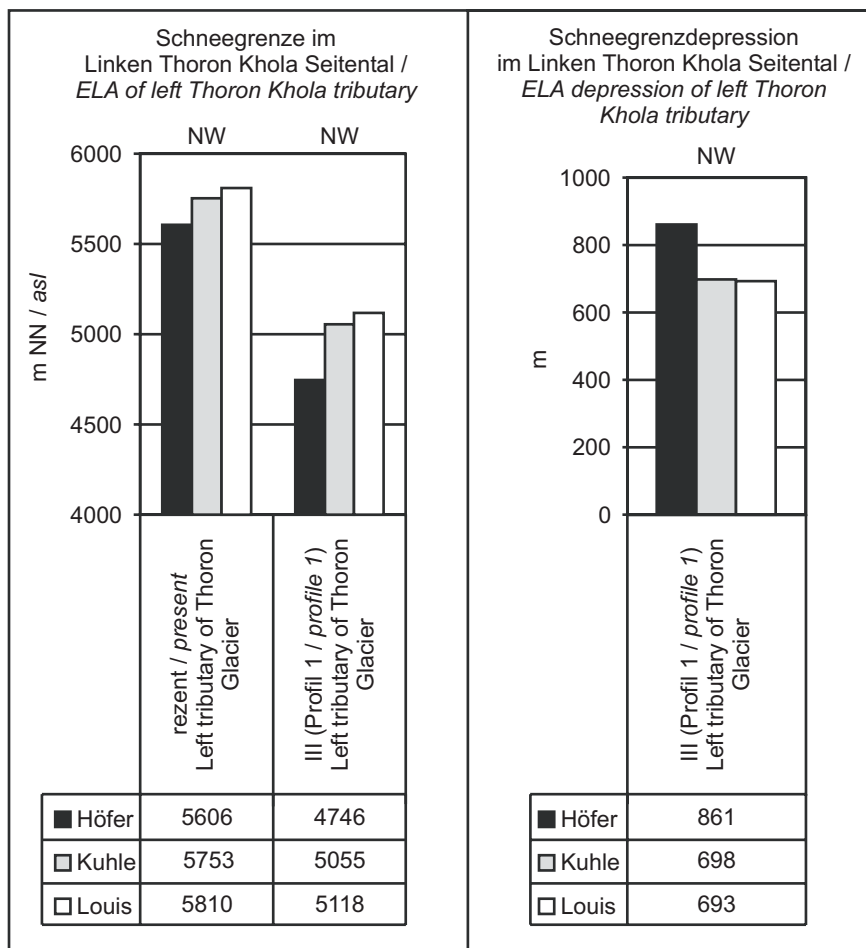
Figure 15: Graphical illustration of ELA-calculations according to the method of KUHLE (1986b) for several glacier stadia of the Thoron-Glacier (following the scheme of KUHLE 2004, cf. table 1).



Figur 16a-b: Abnahme der Nährgebietsfläche des Thoron-Gletscher vom Hochglazial (Stadium 0) bis zur Gegenwart (Vergletscherungsstadien nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1). Die Untergrenzen der Flächen in Karte a entsprechen den in dieser Arbeit nach der Methode von KUHLE (1986b) errechneten orographischen Schneegrenzhöhen der jeweiligen Vergletscherungsstadien und orientieren sich an der rezenten Taltopographie. In Karte b wurden die Höhen der Flächenuntergrenzen um den aus der Literatur und eigenen Geländebeobachtungen rekonstruierten Betrag der Gletschermächtigkeit im Bereich der Schneegrenze des jeweiligen Vergletscherungsstadiums reduziert, um einen Anhaltspunkt für die sich aus der durch den Gletscherkörper selbst bedingten Anhebung der Reliefoberfläche ergebende Vergrößerung der Nährgebietsflächen zu erhalten. Die Karten geben dabei nicht die realen Nährgebietsflächengrößen wieder, sondern verstehen sich als Rahmenwerte, ober- bzw. unterhalb derer die tatsächlichen Flächengrößen zu erwarten sind. Die jeweiligen Schneegrenzhöhen und Gletschermächtigkeiten sind Anhang 2 zu entnehmen).

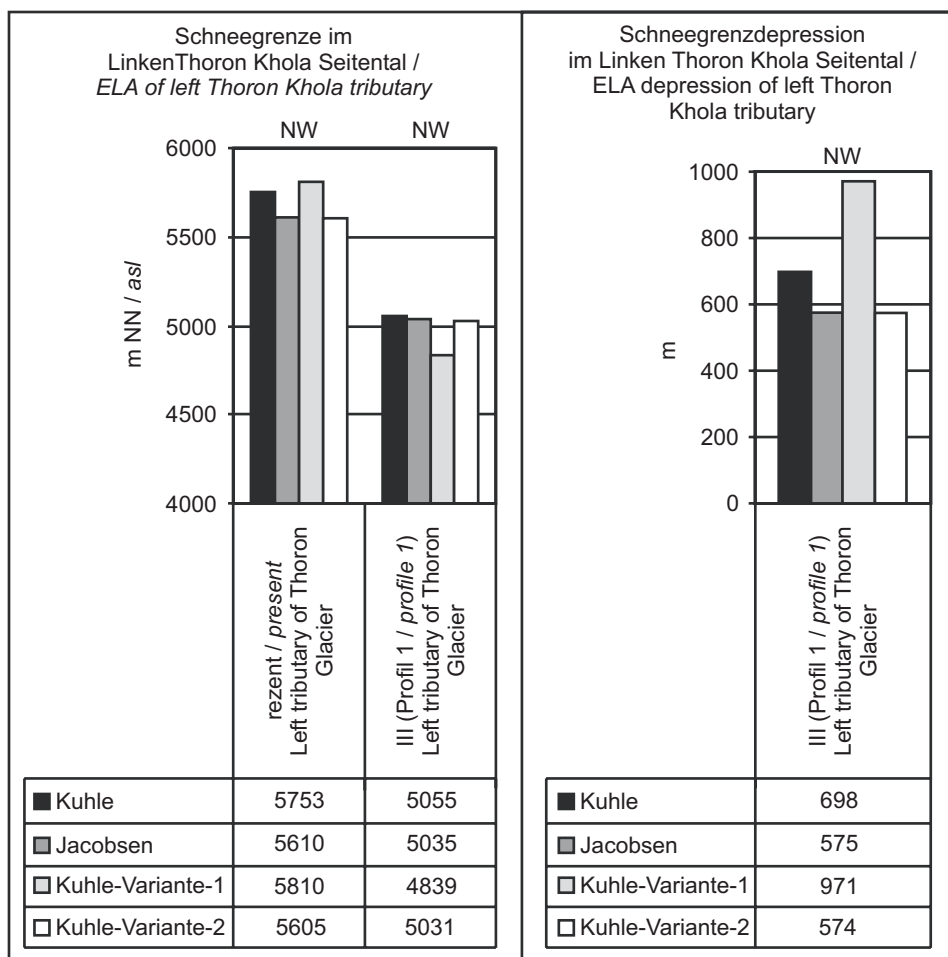
Figure 16 a-b: Decline of the accumulation area of the Thoron-Glacier between the Last Glacial Maximum (stadium 0) and the present (glacier stadia scheme according to KUHLE 2004, cf. Table 1). The lower limits of the areas correspond to the ELA calculated by the method of KUHLE (1986b).





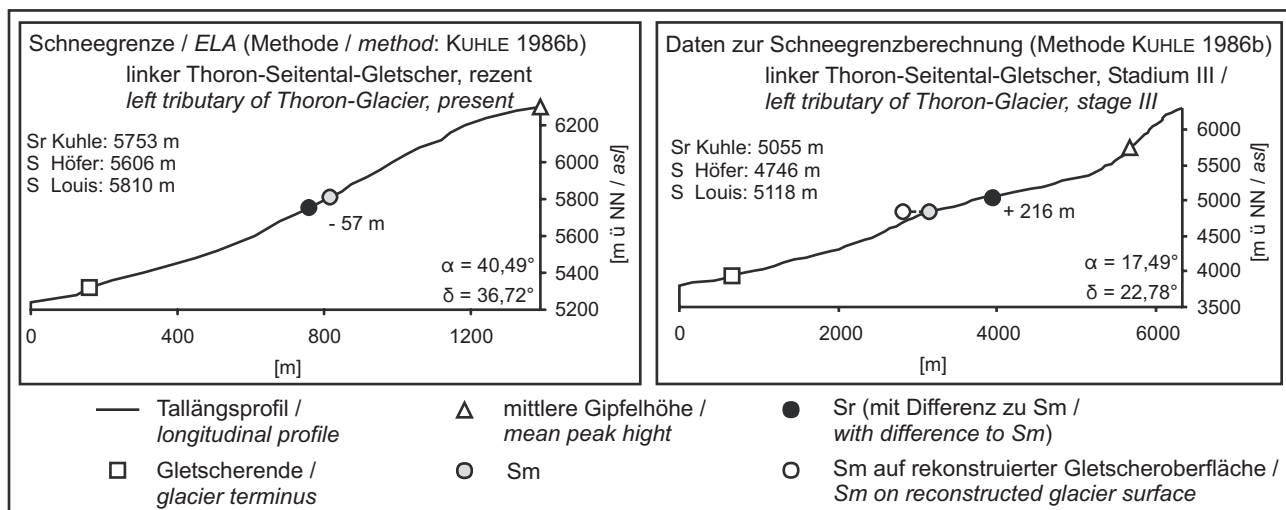
Figur 18: Für den Gletscher im Linken Thoron Khola Seitental berechnete rezente und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von HÖFER (1879), KUHLE (1986b) und LOUIS (1954/55).

Figure 18: ELA and ELA depressions for the left Thoron Khola tributary according to the methods of HÖFER (1879), KUHLE (1986b) and LOUIS (1954/55).



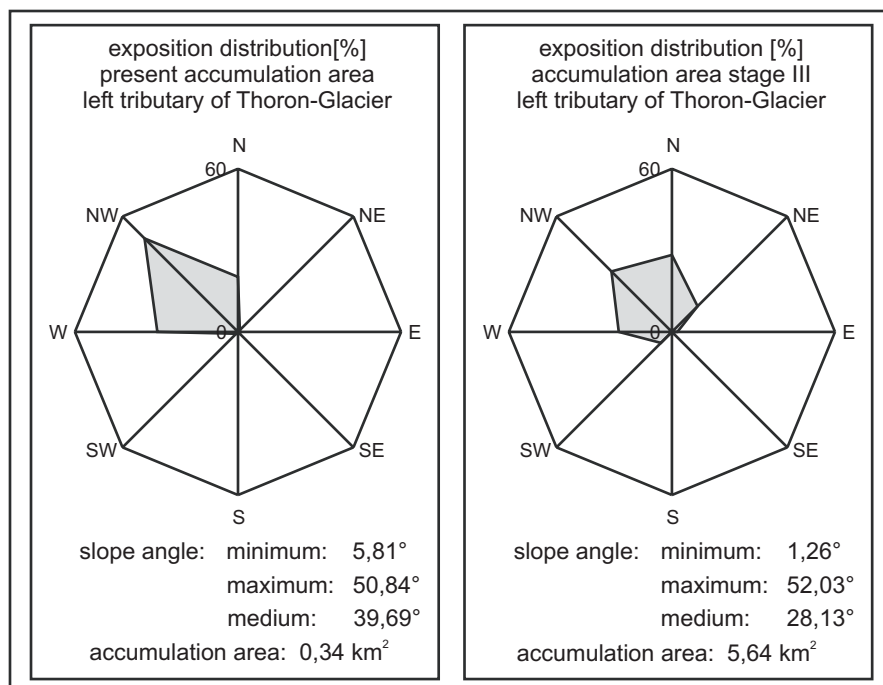
Figur 19: Für den Gletscher im Linken Thoron Khola Seitental berechnete rezente und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schnee-grenzhöhen und Schneegrenz-depressionen nach den Methoden von KUHLE (1986b) und JACOBSEN (1990), sowie Kuhle-Variante-1 und Kuhle-Variante-2 (vgl. Kapitel 2.1.2).

Figure 19: ELA and ELA depressions for the left Thoron Khola tributary according to the methods of KUHLE (1986b) and JACOBSEN (1990), as well as Kuhle-Variante-1 and Kuhle-Variante-2 (cf. chapter 2.1.2).



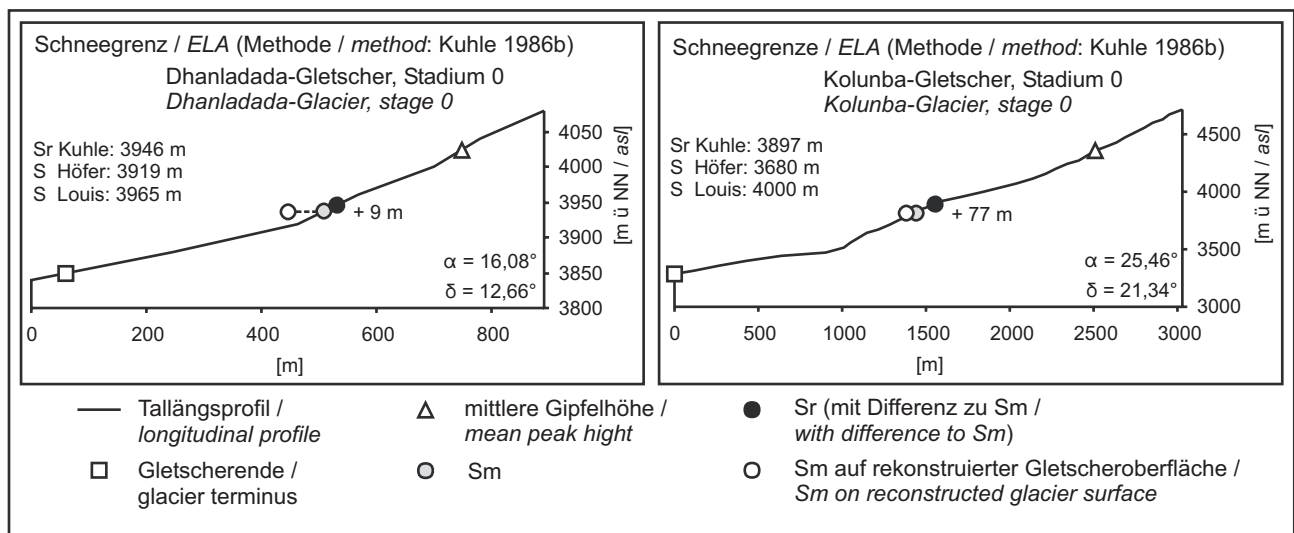
Figur 20: Graphische Darstellung der für die Schneegrenzberechnungsmethode nach KUHLE (1986b) wichtigen Berechnungsgrößen für verschiedene Vergletscherungsstadien des Linken Thoron-Seitental-Gletscher (Stadiensystematik nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die rechnerische (Schneegrenze Sm) entspricht dem Mittelwert aus der mittleren Gipfelhöhe und dem Gletscherende. Sm bzw. die um die rekonstruierte Gletschermächtigkeit verschobene Sm teilt das Tallängsprofil in Nähr- und Zehrgebiet. Unter Verwendung der Differenz aus Nährgebiets- (α) und Zehrgebietswinkel (δ) wird die reale Schneegrenze (Sr) aus Sm abgeleitet. Zum Vergleich sind die Schneegrenzhöhen (S) nach der Methode von HÖFER (1879) und LOUIS (1954/55) angegeben.

Figure 20: Graphical illustration of ELA-calculations according to the method of KUHLE (1986b) for several glacial stages of the left tributary of the Thoron-Glacier (following the scheme of Kuhle 2004, cf. Table 1).



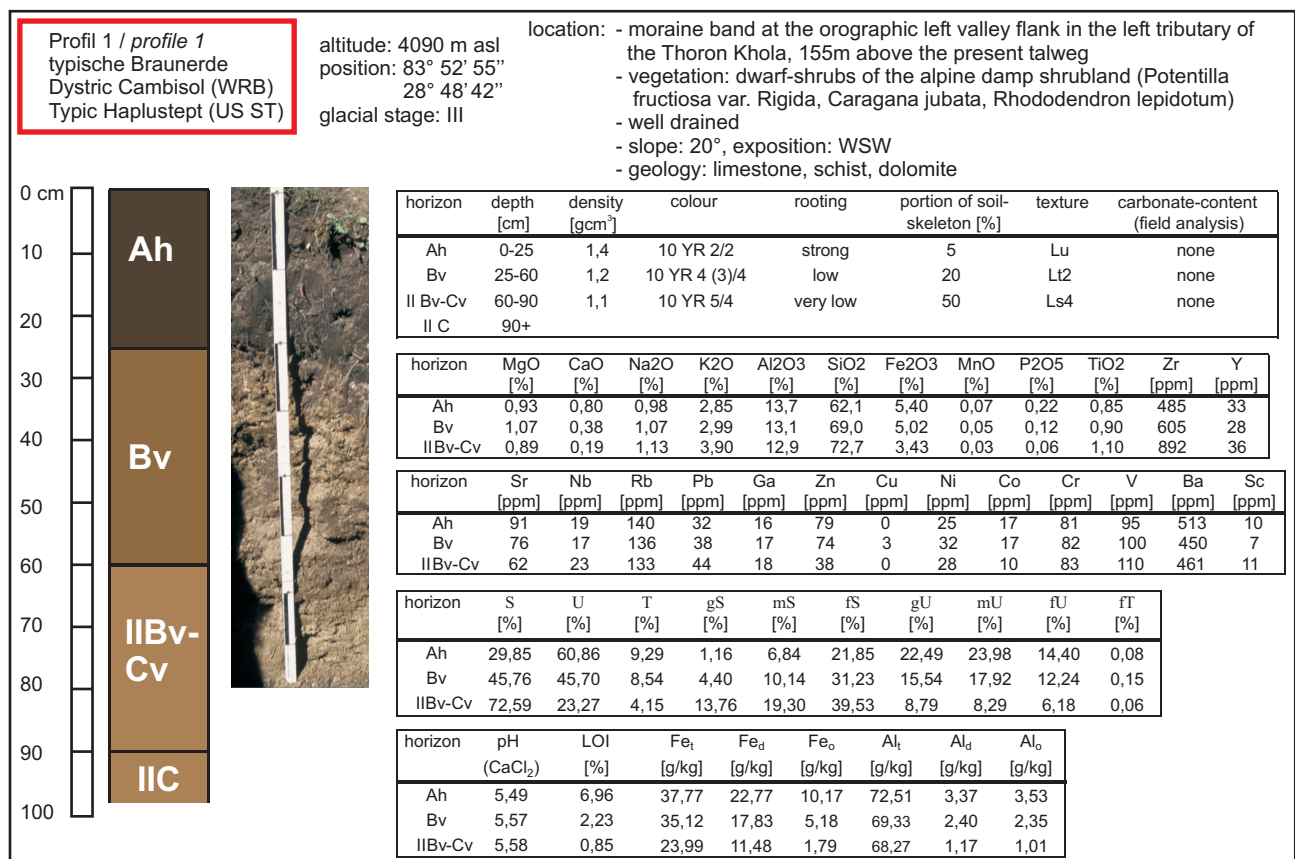
Figur 21: Prozentuale Expositionsverteilung, minimale, maximale und mittlere Hangneigung, sowie die Flächengröße der Nährgebiete des Thoron-Seitental-Gletscher während verschiedener Vergletscherungsstadien (Stadien nach Kuhle 2004, vgl. Tabelle 1). Die Nährgebietsfläche ist auf die nach Kuhle (1986b) berechnete Schneegrenze und die rekonstruierten Gletscheroberflächen der jeweiligen Stadien bezogen.

Figure 21: Exposition distribution within the glacier accumulation area.



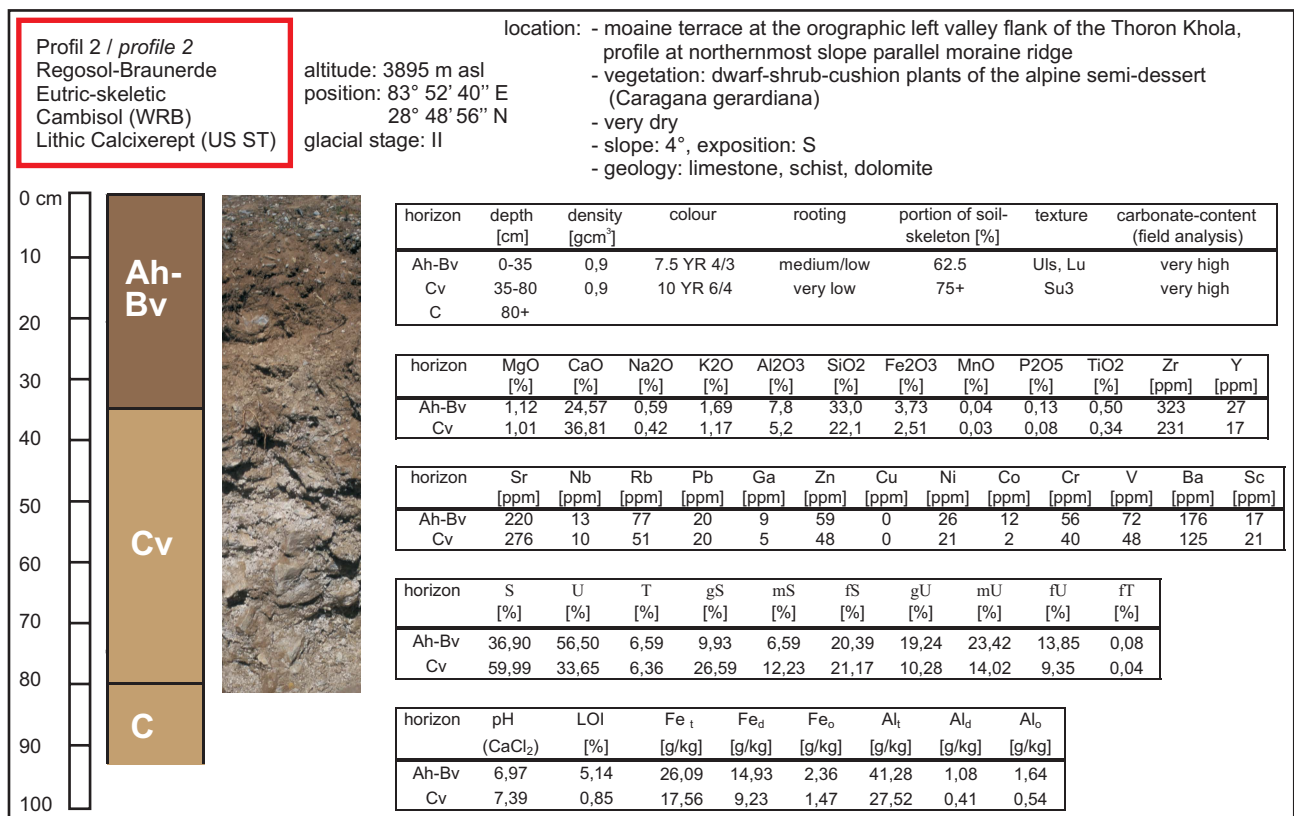
Figur 22: Graphische Darstellung der für die Schneegrenzberechnungsmethode nach KUHLE (1986b) wichtigen Berechnungsgrößen für den hochglazialen Dhanladada- und Kolunba-Gletscher (Stadiensystematik nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die rechnerische (Schneegrenze Sm) entspricht dem Mittelwert aus der mittleren Gipfelhöhe und dem Gletscherende. Sm bzw. die um die rekonstruierte Gletschermächtigkeit verschobene Sm teilt das Tallängsprofil in Nähr- und Zehrgebiet. Unter Verwendung der Differenz aus Nährgebiets- (α) und Zehrgebietswinkel (δ) wird die reale Schneegrenze (Sr) aus Sm abgeleitet. Zum Vergleich sind die Schneegrenzhöhen (S) nach der Methode von HÖFER (1879) und LOUIS (1954/55) angegeben.

Figure 22: Graphical illustration of ELA-calculations according to the method of KUHLE (1986b) for the highglacial Dhanladada- and Kolunba-Glacier (following the scheme of KUHLE 2004, cf. table 1).

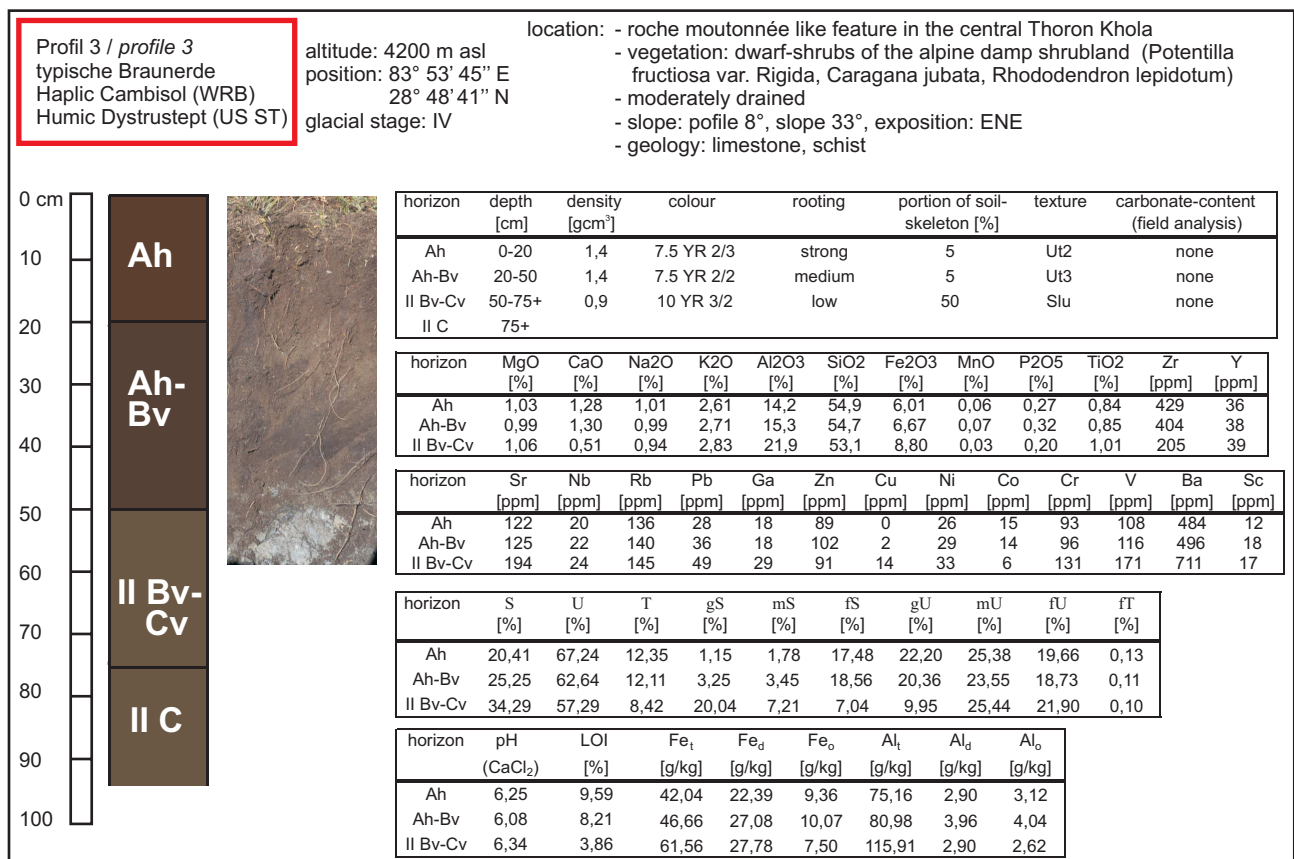


Figur 23: Beschreibung des Bodenprofils 1, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.

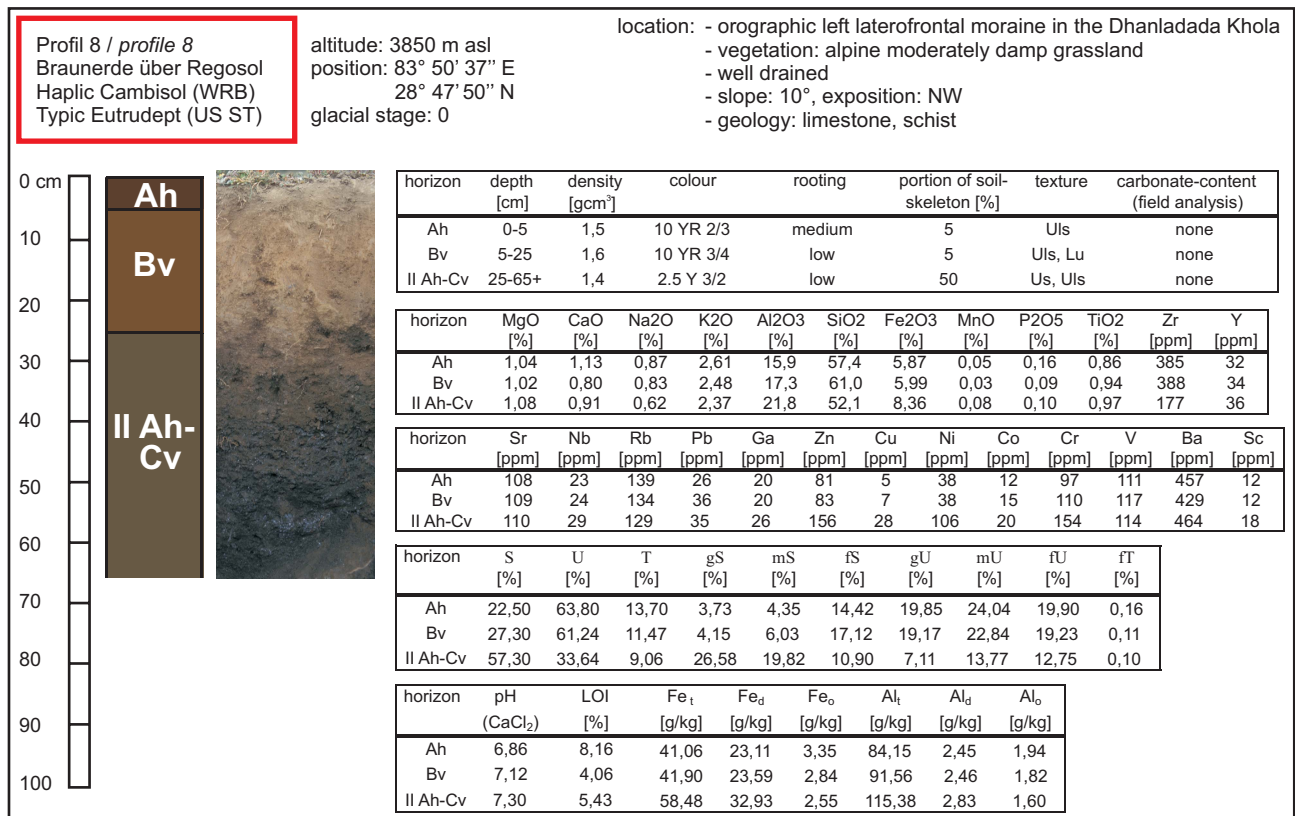
Figure 23: Characterisation of soil profile 1, including laboratory results.



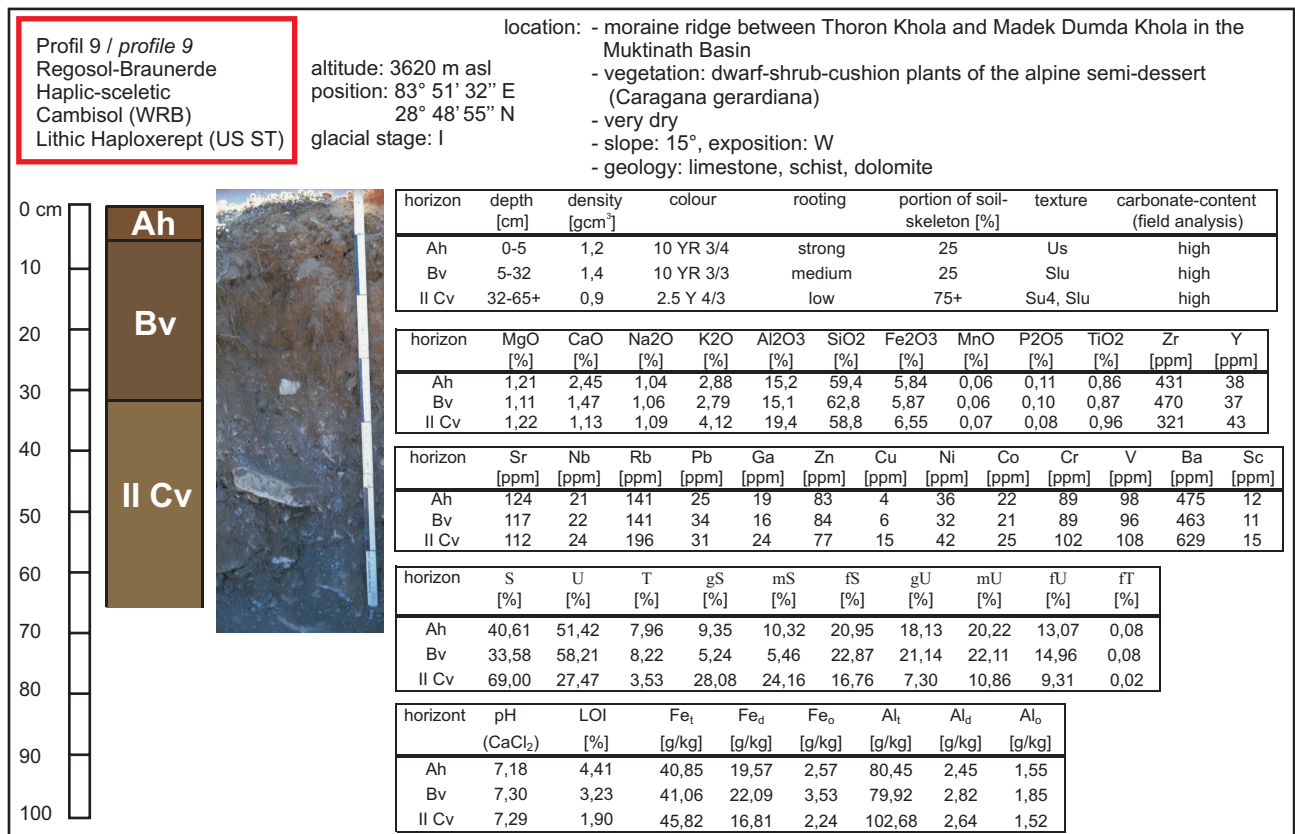
Figur 24: Beschreibung des Bodenprofils 2, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 24: Characterisation of soil profile 2, including laboratory results.



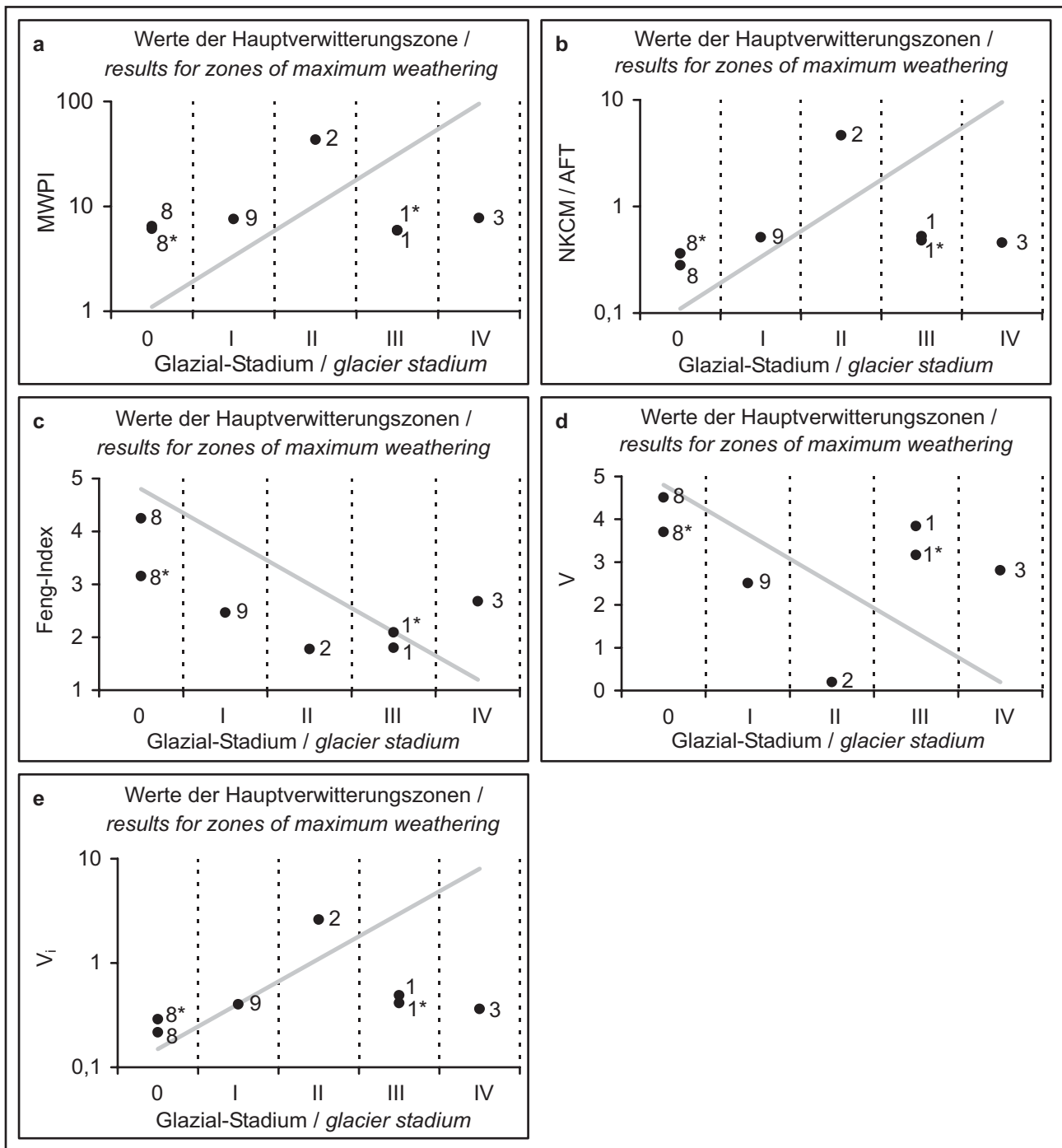
Figur 25: Beschreibung des Bodenprofils 3, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 25: Characterisation of soil profile 3, including laboratory results.



Figur 26: Beschreibung des Bodenprofils 8, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 26: Characterisation of soil profile 8, including laboratory results.

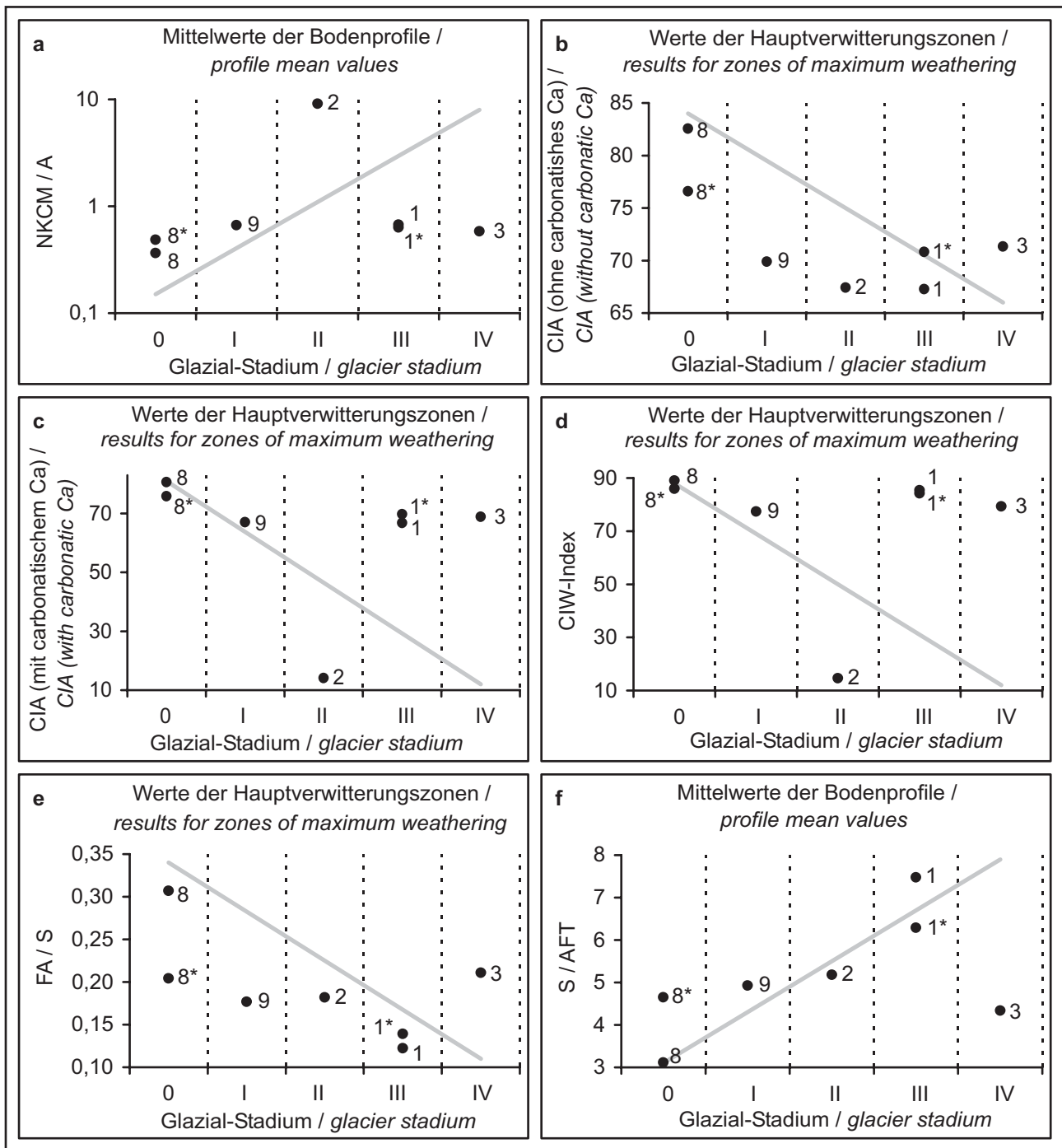


Figur 27: Beschreibung des Bodenprofils 9, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 27: Characterisation of soil profile 9, including laboratory results.



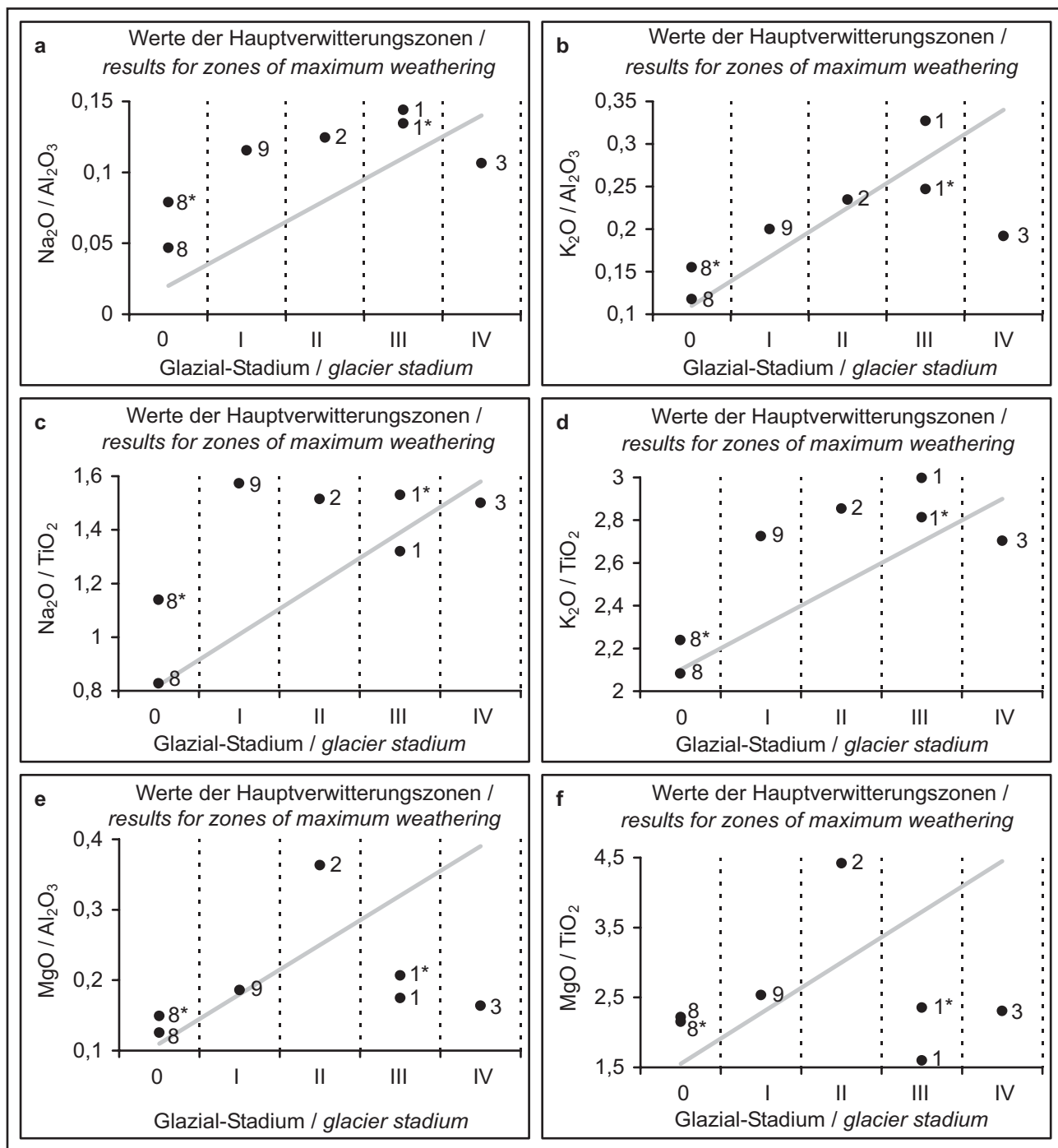
Figur 28a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V und V_i (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 28a-e: Results for the weathering indices MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V and V_i (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 1, 2, 3, 8 and 9 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



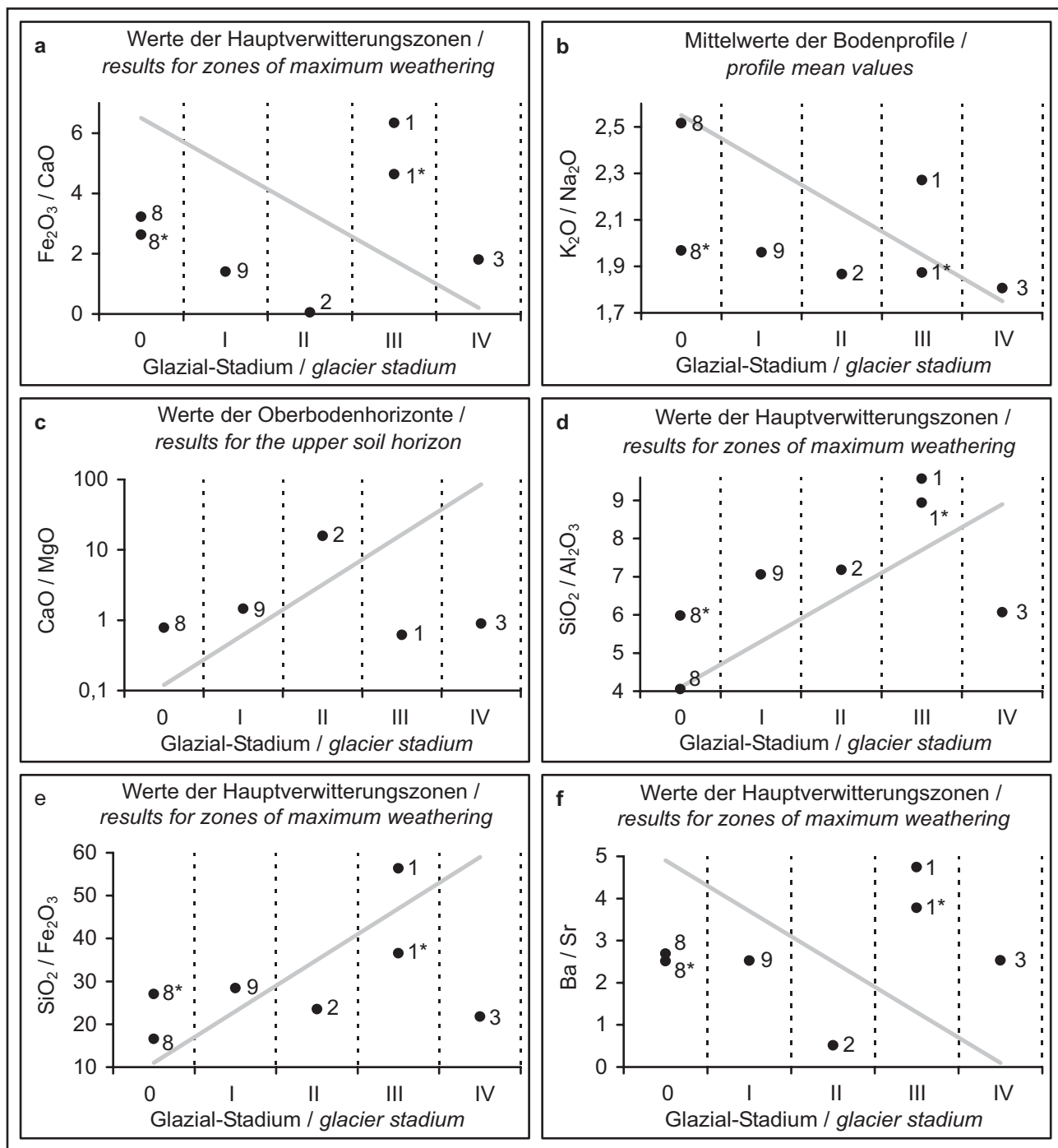
Figur 29a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes CIA (ohne carbonatisches Ca), CIA (mit carbonatischem Ca), CIW, FA/S und (b-e, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen und NKCM/A und S/AFT (a, f, vgl. Tabelle 3) für die Mittelwerte der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 29a-f: Results for the weathering indices NKCM/A, CIA (with and without carbonatic Ca), CIW, FA/S and S/AFT (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering or the complete soil of profile 1, 2, 3, 8 and 9 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



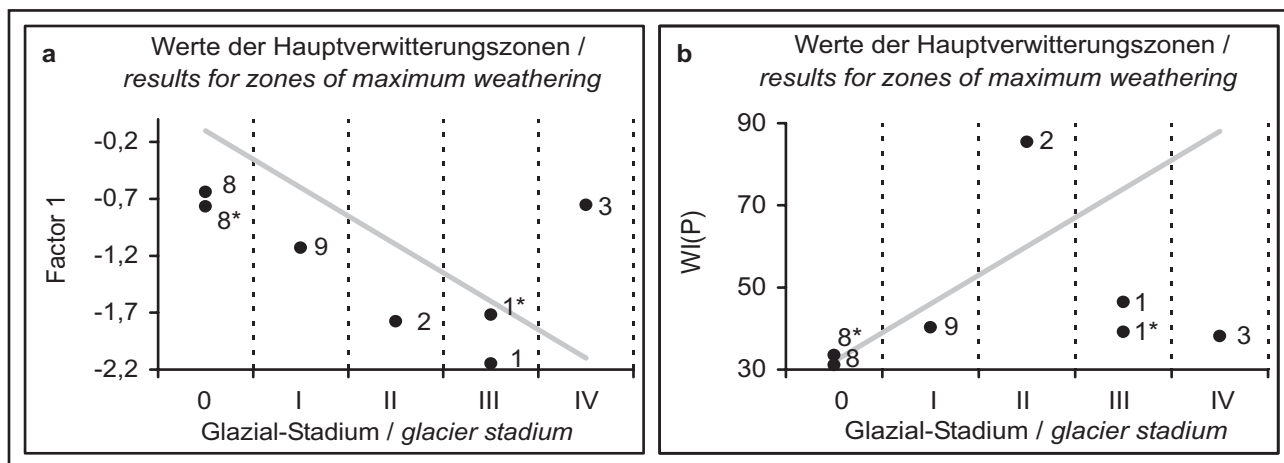
Figur 30a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ und MgO/TiO_2 (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 30a-f: Results for the weathering indices $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and MgO/TiO_2 (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 1, 2, 3, 8 and 9 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



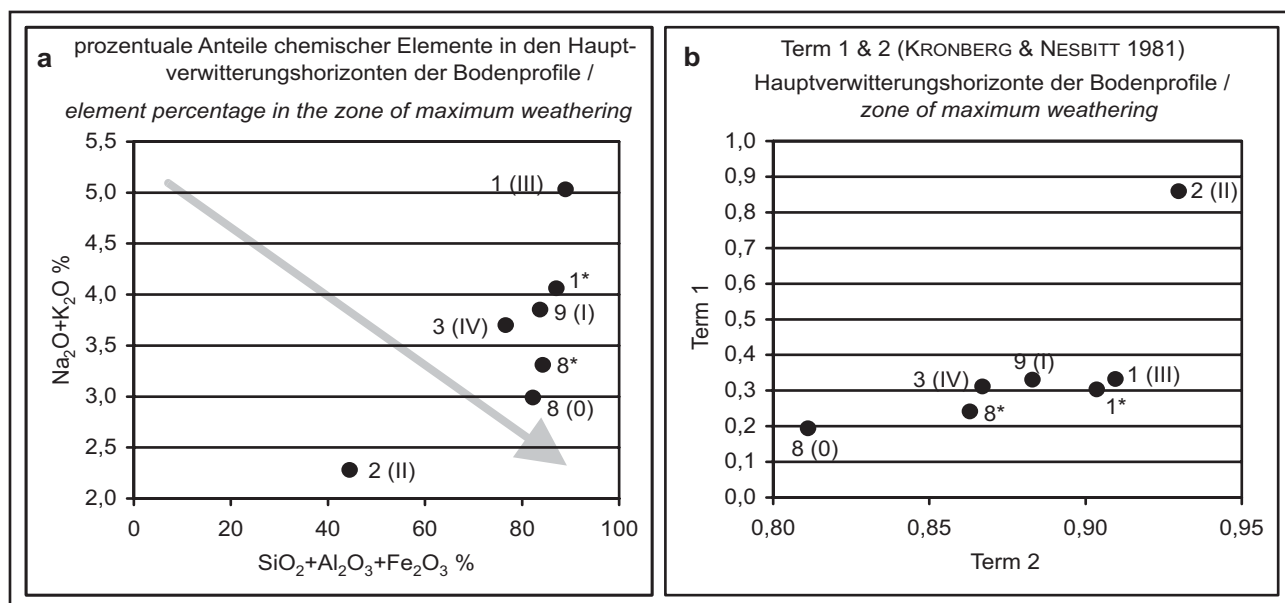
Figur 31a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ und Ba/Sr (a, d-f, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (b, vgl. Tabelle 3) für die Mittelwerte und CaO/MgO (c, vgl. Tabelle 3) für die Oberbodenhorizonte der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungs-stadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 31a-f: Results for the weathering indices $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ and Ba/Sr (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering, the upper horizon or the complete soil of profile 1, 2, 3, 8 and 9 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



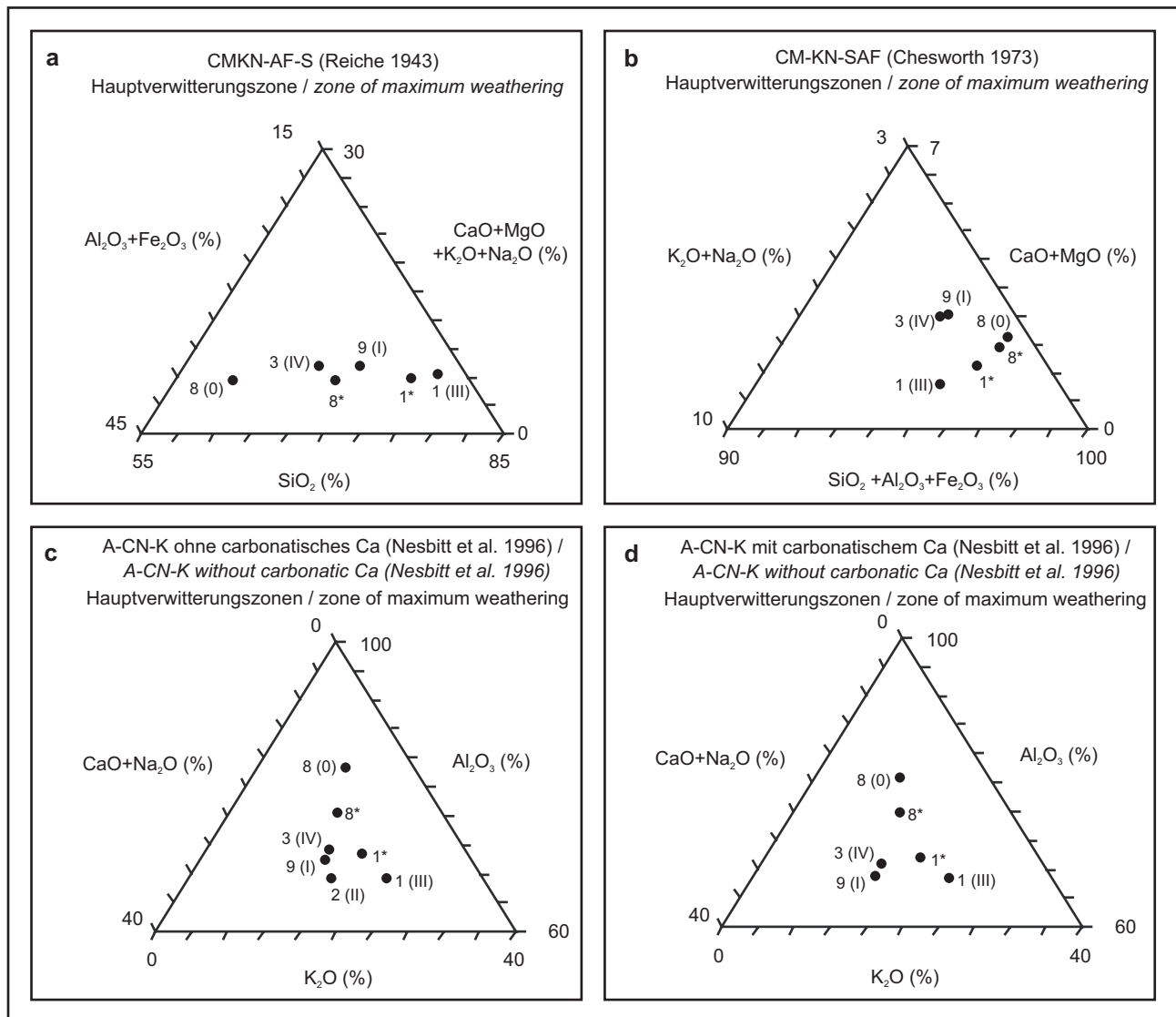
Figur 32a-b: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes Factor 1 und WI(P) (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 32a-b: Results for the weathering indices Factor 1 and WI(P) (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 1, 2, 3, 8 and 9 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



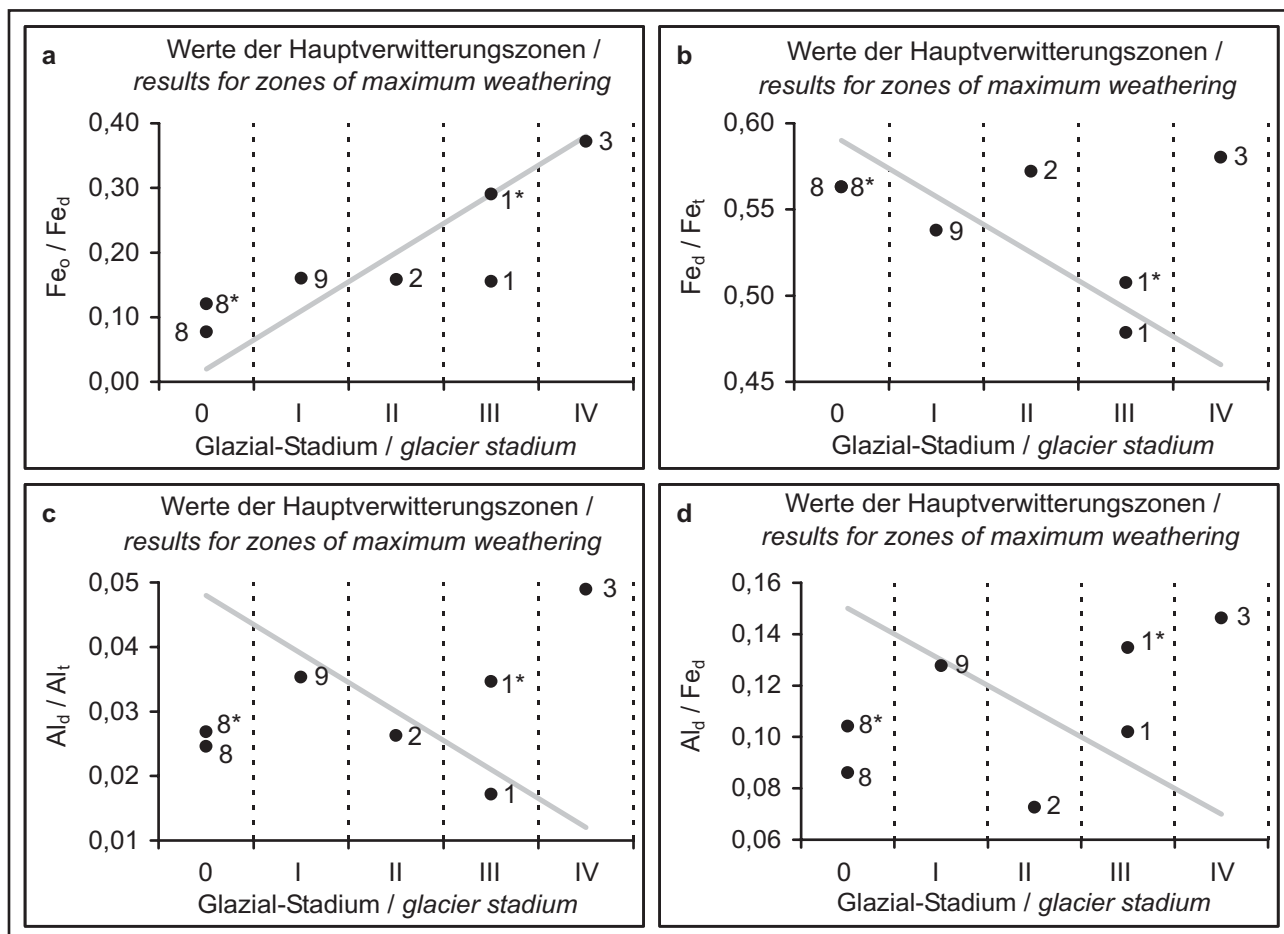
Figur 33a-b: Ergebnisse der Prozentanteile von ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) und ($\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$) an der Gesamtelementmenge (a, vgl. Tabelle 3), sowie des Term 1 und Term 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981) (b, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9. Der theoretische Verwitterungstrend für diese auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindikatoren ist für Figur a durch den Pfeil gekennzeichnet und für Figur b der Darstellung in Figur 1 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungs-stadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die mit * versehenen Datenpunkte beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 33a-b: Results for the percentage of ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) and ($\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$) within the total element amount and Term 1 and Term 2 after KRONBERG & NESBITT (1981) (cf. table 3) in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 1, 2, 3, 8 and 9 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey arrow in figure 33a and figure 1 mark the theoretically expected weathering trend of the indices. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



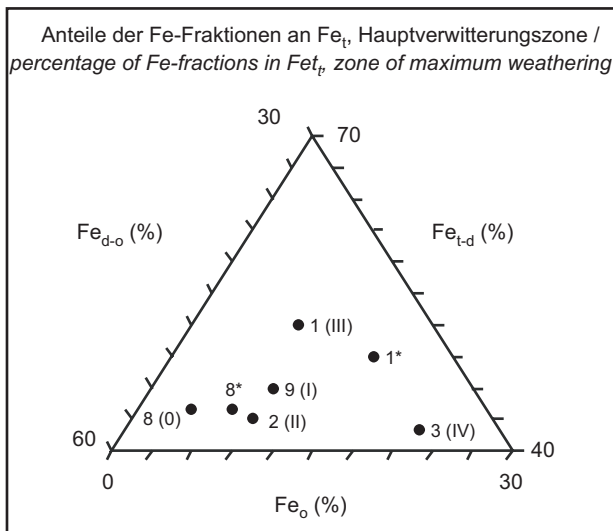
Figur 34a-d: Die Dreiecksdiagramme CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (ohne carbonatisches Ca) und A-CN-K (mit carbonatischem Ca) (vgl. Tabelle 3). Die Anteile der Elemente bzw. Elementgruppen für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist den Darstellungen in den Figuren 2-4 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die mit * versehenen Datenpunkte beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 34a-d: Ternary diagrams CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (without and with carbonatic Ca) (cf. table 3). The percentage of elements and element groups for the zone of maximum weathering of the soil profiles 1, 2, 3, 8 and 9 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 2-4. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



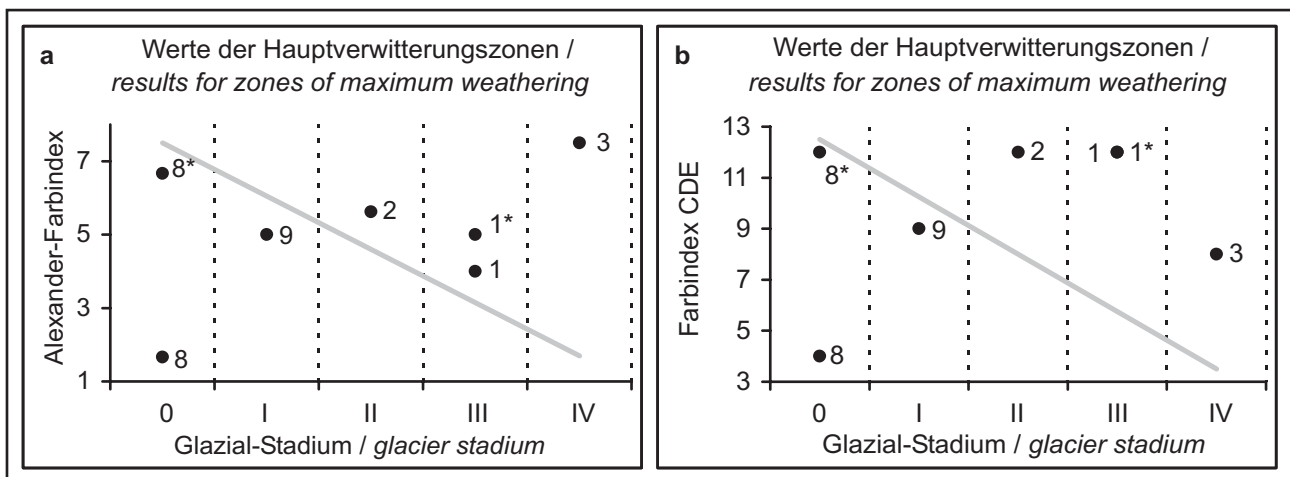
Figur 35a-d: Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide beruhenden Verwitterungsindizes Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t , Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 35a-d: Results for the weathering indices Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t , Al_d/Al_t and Al_d/Fe_d (cf. table 4) based on the development of pedogenic oxides in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 1, 2, 3, 8 and 9 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



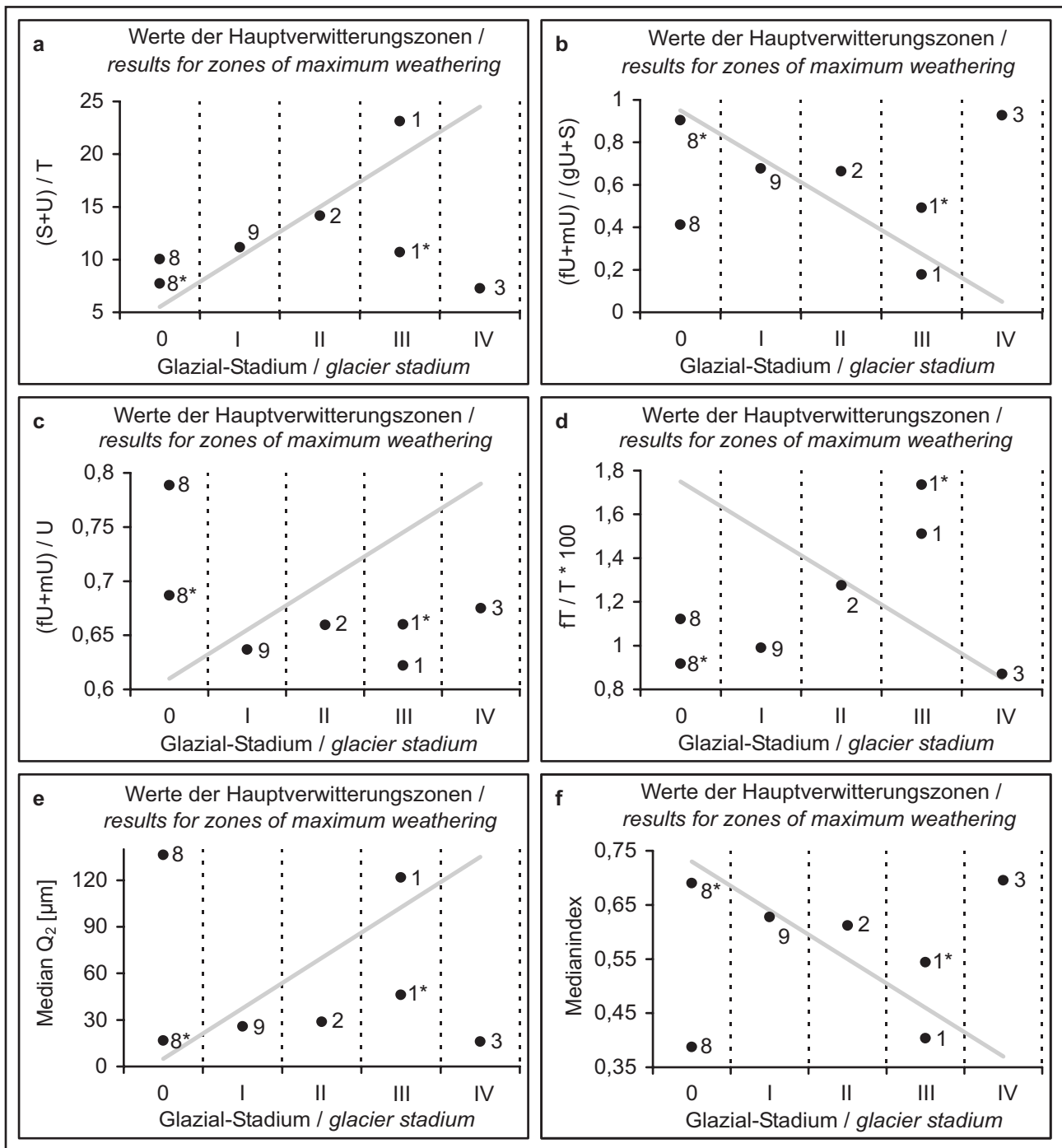
Figur 36: Dreiecksdiagramm mit den Prozentanteilen des silikatischen Fe (Fe_{t-d}), der kristallinen pedogenen Fe-Oxide (Fe_{d-o}) und der amorphen pedogenen Fe-Oxide (Fe_o) am Gesamteisen (Fe_t) (vgl. Tabelle 4). Die Anteile der Fe-Fractionen in den Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist der Darstellung in Figur 5 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die mit * versehenen Datenpunkte beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 36: Ternary diagram with percentage of silicate bound Fe (Fe_{t-d}), crystalline pedogene Fe (Fe_{d-o}) and amorphous pedogene Fe-oxides (Fe_o) within total Fe (Fe_t) (cf. table 4). The results for the zone of maximum extent of weathering for the soil profiles 1, 2, 3, 8 and 9 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 5. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



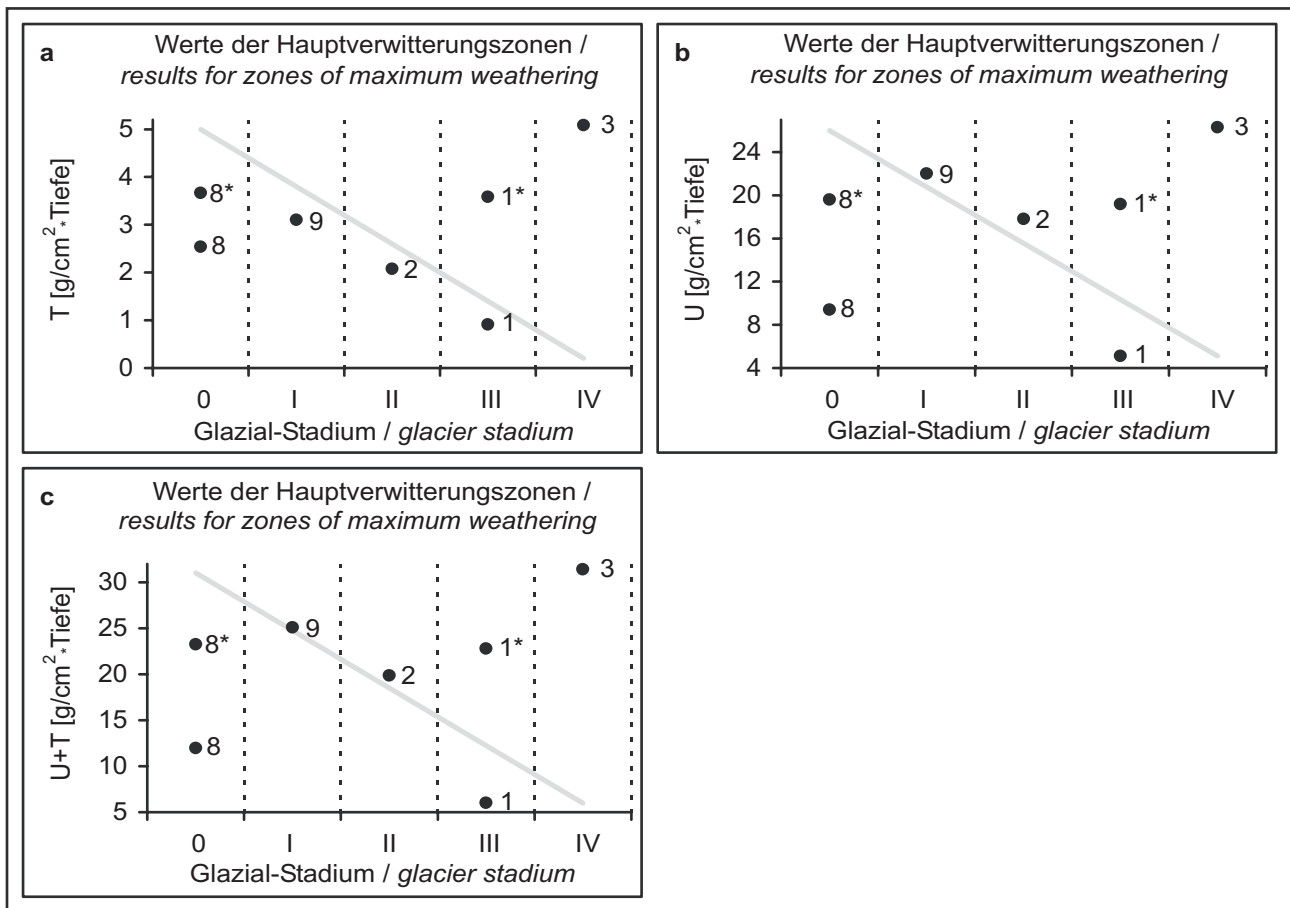
Figur 37a-b: Ergebnisse der auf der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes Alexander-Farbindex und CDE (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 37a-b: Results for the weathering indices Alexander-Farbindex and CDE (cf. table 4) based on the soil colour in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 1, 2, 3, 8 and 9 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



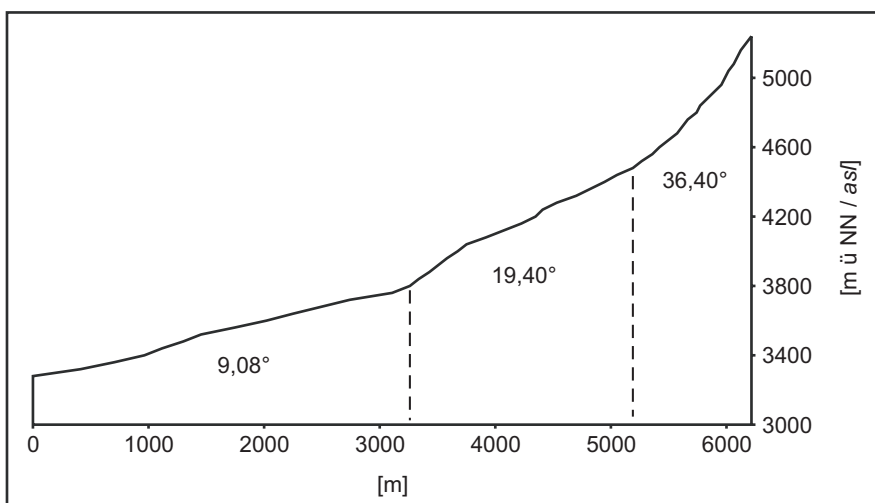
Figur 38a-f: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T*100$, Median Q_2 und Medianindex (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 38a-f: Results for the weathering indices $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T*100$, Median Q_2 and Medianindex (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 1, 2, 3, 8 and 9 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



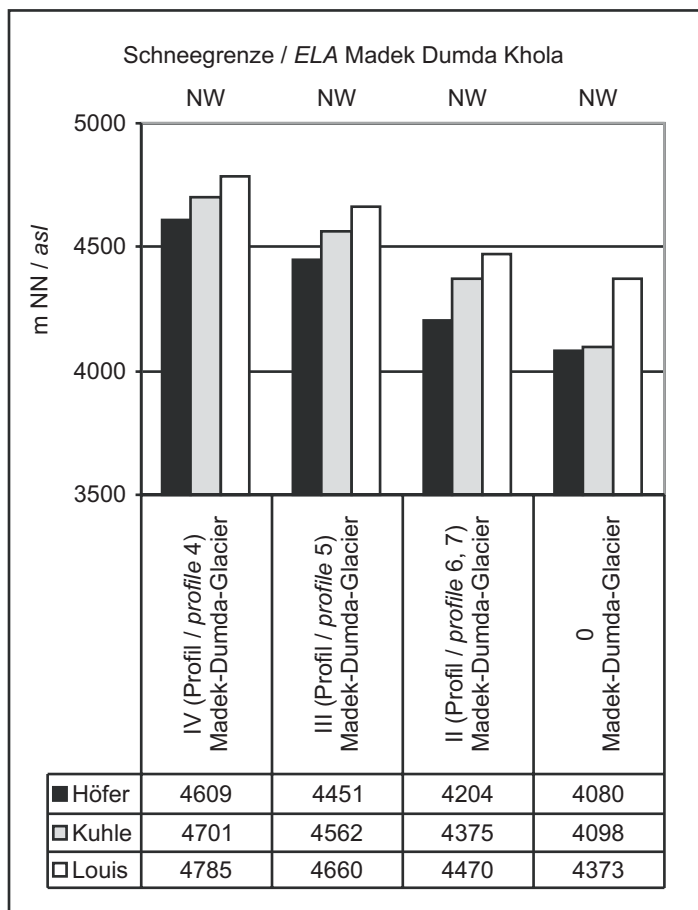
Figur 39a-c: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindikatoren Tonmasse, Schluffmasse, und Summe aus Ton- und Schluffmasse (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 1, 2, 3, 8 und 9. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in äolischen Deckschichten entwickelt sind.

Figure 39a-c: Results for the weathering indicators clay mass, silt mass and sum of clay and silt mass (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 1, 2, 3, 8 and 9 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



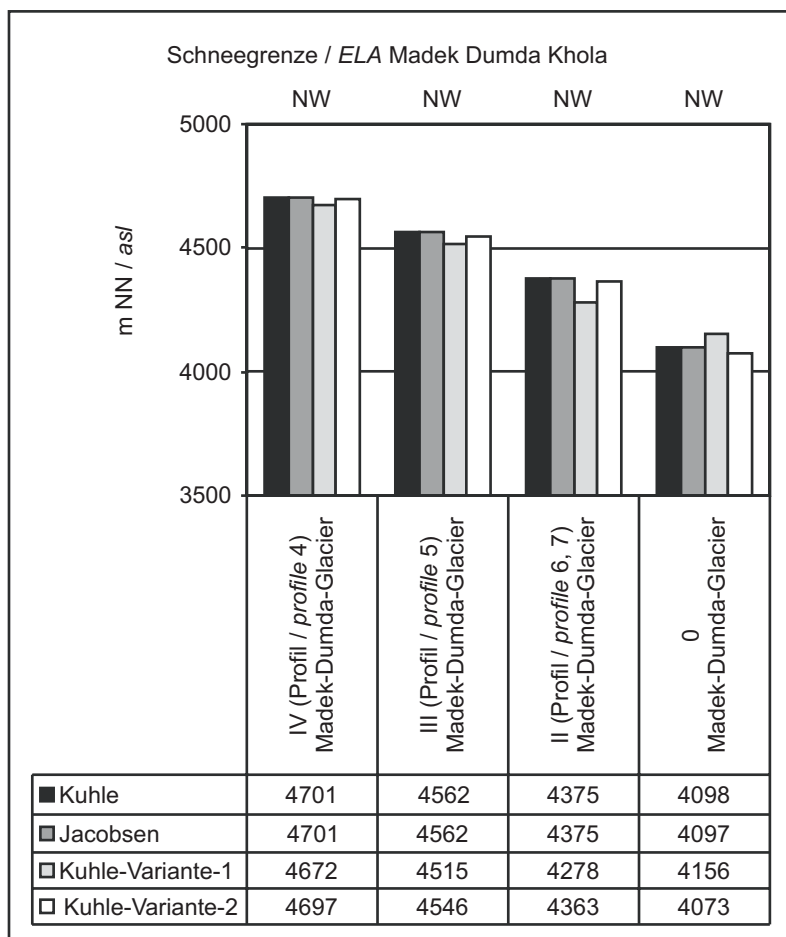
Figur 40: Tallängsprofil des Madek Dumda Khola, mit Neigungswinkeln, 1,5 fach überhöht.

Figure 40: Longitudinal profile of the Madek Dumda Khola, exaggeration 1:1.5.



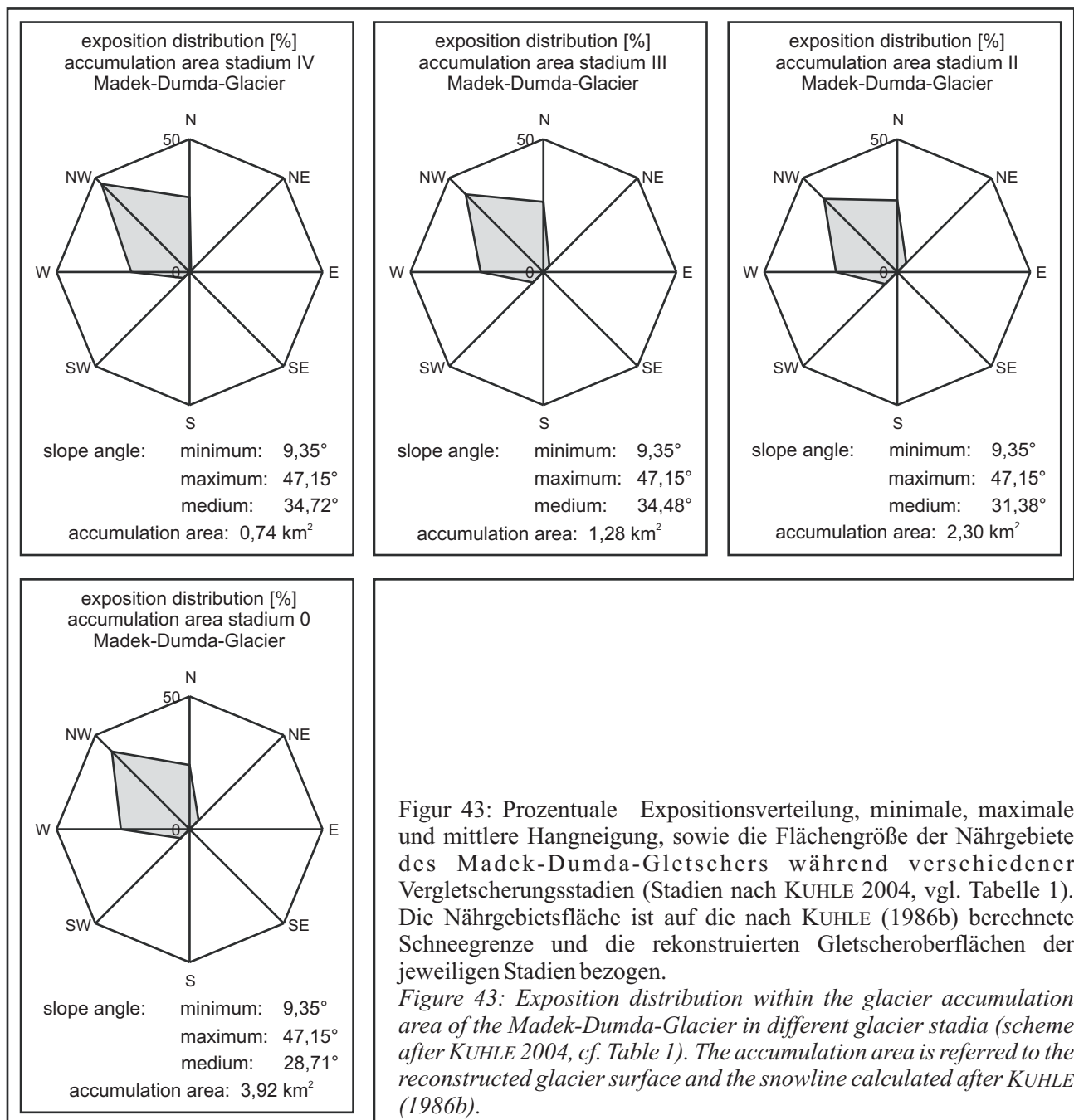
Figur 41: Für den Madek-Dumda-Gletscher berechnete vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen nach den Methoden von HÖFER (1879), KUHLE (1986b) und LOUIS (1954/55).

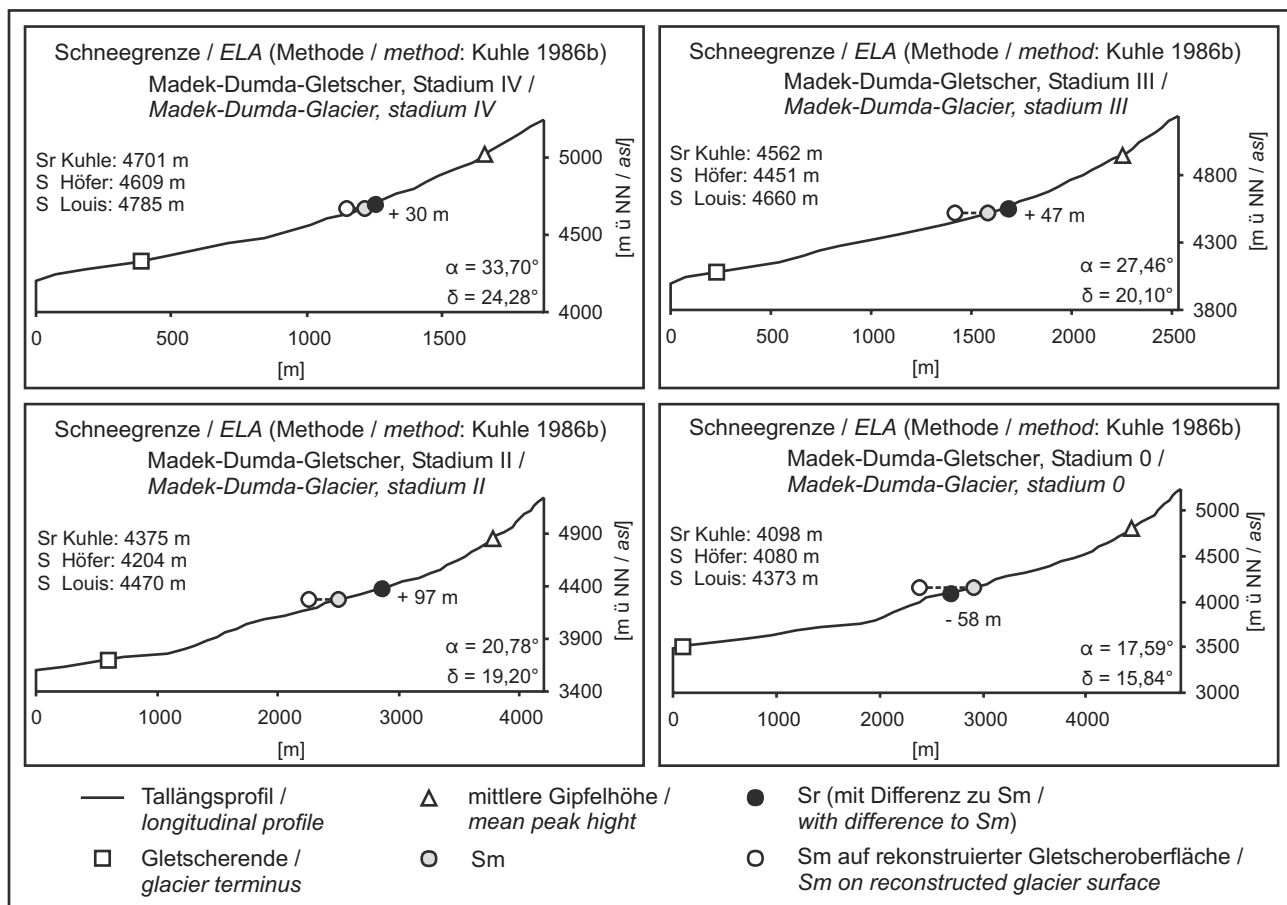
Figure 41: ELA for the Madek-Dumda-Glacier according to the methods of HÖFER (1879), KUHLE (1986b) and LOUIS (1954/55).



Figur 42: Für den Madek-Dumda-Gletscher berechnete vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen nach den Methoden von KUHLE (1986b) und JACOBSEN (1990), sowie Kuhle-Variante-1 und Kuhle-Variante-2 (vgl. Kapitel 2.1.2).

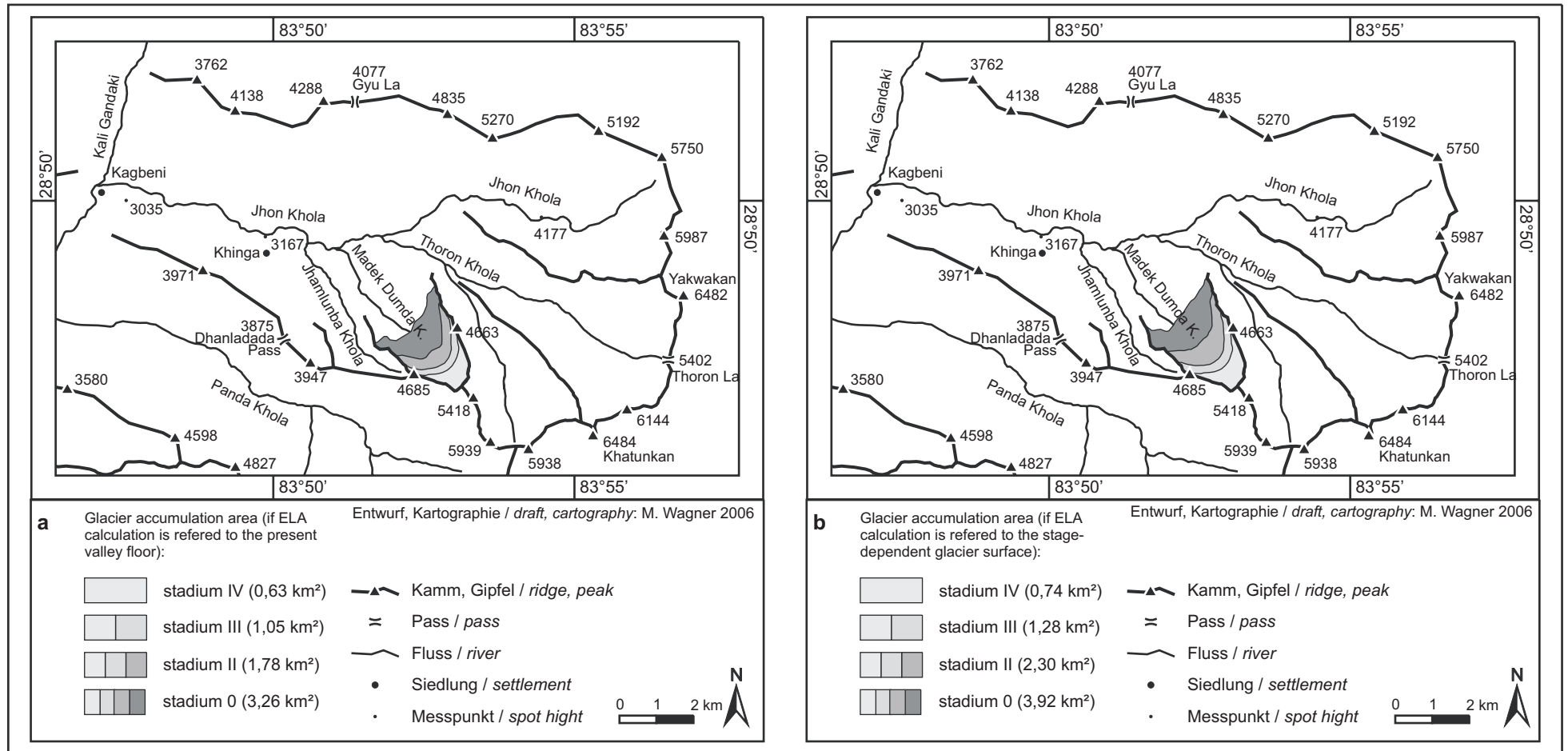
Figure 42: ELA for the Madek-Dumda-Glacier according to the methods of KUHLE (1986b) and JACOBSEN (1990), as well as Kuhle-Variante-1 and Kuhle-Variante-2 (cf. chapter 2.1.2).





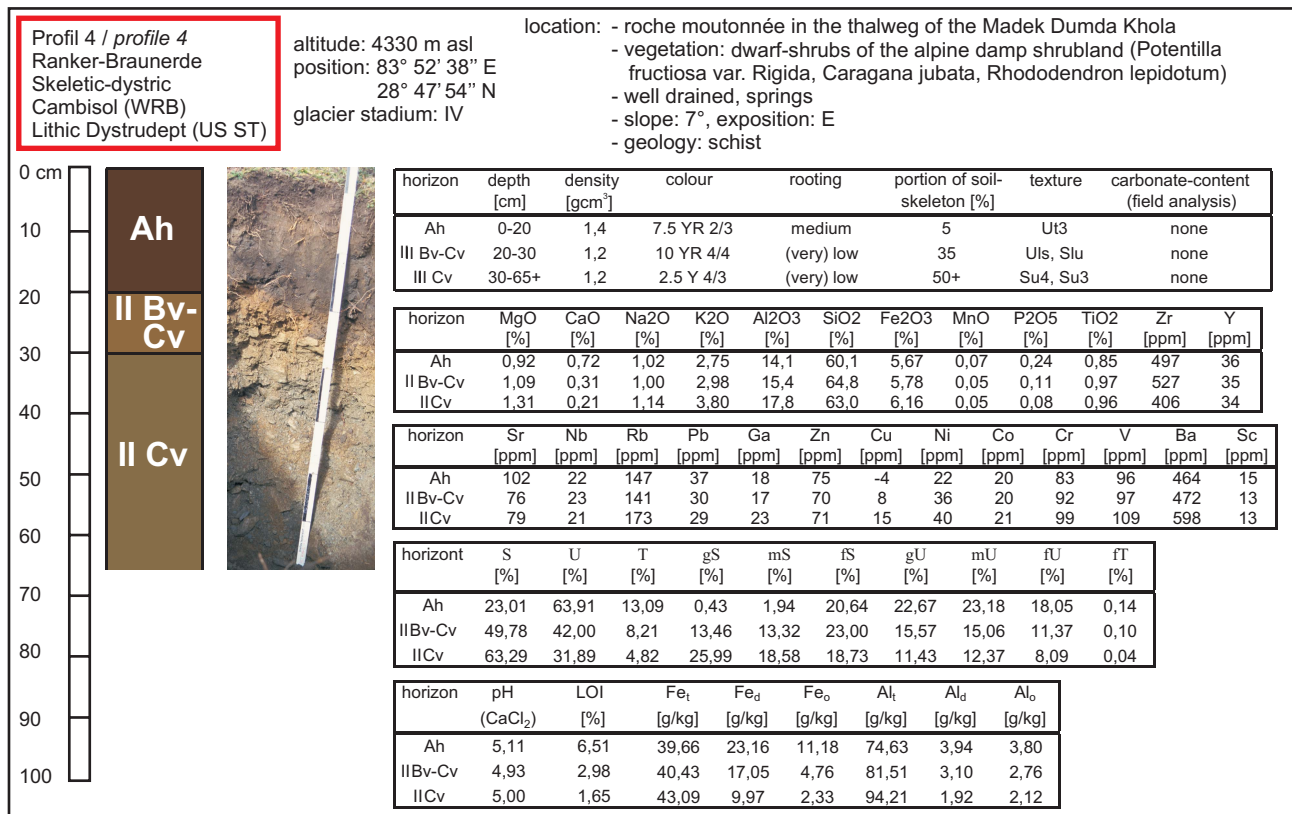
Figur 44: Graphische Darstellung der für die Schneegrenzberechnungsmethode nach KUHLE (1986b) wichtigen Berechnungsgrößen für verschiedene Vergletscherungsstadien des Madek-Dumda-Gletscher (Stadiensystematik nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die rechnerische (Schneegrenze Sm) entspricht dem Mittelwert aus der mittleren Gipfelhöhe und dem Gletscherende. Sm bzw. die um die rekonstruierte Gletschermächtigkeit verschobene Sm teilt das Tallängsprofil in Nähr- und Zehrgebiet. Unter Verwendung der Differenz aus Nährgebiets- (α) und Zehrgebietswinkel (δ) wird die reale Schneegrenze (Sr) aus Sm abgeleitet. Zum Vergleich sind die Schneegrenzhöhen (S) nach der Methode von HÖFER (1879) und LOUIS (1954/55) angegeben.

Figure 44: Graphical illustration of ELA-calculations according to the method of KUHLE (1986b) for different glacier stadia of the Madek-Dumda-Glacier (following the scheme of KUHLE 2004, cf. table 1).

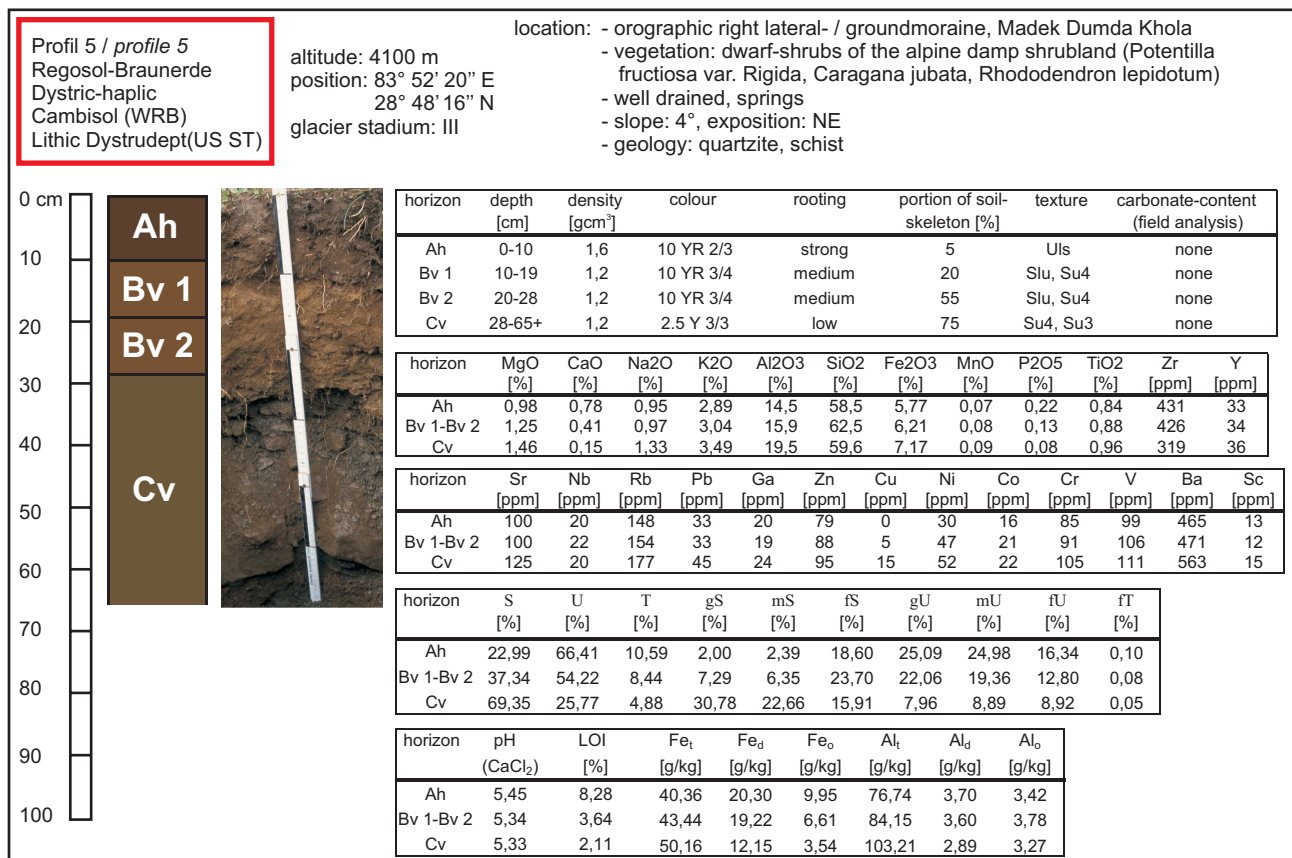


Figur 45a-b: Abnahme der Nährgebietsfläche des Madek-Dumda-Gletscher vom Hochglazial (Stadium 0) bis zum Neoglazial (Stadium VI, Vergletscherungsstadien nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1). Die Untergrenzen der Flächen in Karte a entsprechen den in dieser Arbeit nach der Methode von KUHLE (1986b) errechneten orographischen Schneegrenzhöhen der jeweiligen Vergletscherungsstadien und orientieren sich an der rezenten Taltopographie. In Karte b wurden die Höhen der Flächenuntergrenzen um den aus der Literatur und eigenen Geländebeobachtungen rekonstruierten Betrag der Gletschermächtigkeit im Bereich der Schneegrenze des jeweiligen Vergletscherungsstadiums reduziert, um einen Anhaltspunkt für die sich aus der durch den Gletscherkörper selbst bedingten Anhebung der Reliefoberfläche ergebende Vergrößerung der Nährgebietsflächen zu erhalten. Die Karten geben dabei nicht die realen Nährgebietsflächengrößen wieder, sondern verstehen sich als Rahmenwerte, ober- bzw. unterhalb derer die tatsächlichen Flächengrößen zu erwarten sind. Die jeweiligen Schneegrenzhöhen und Gletschermächtigkeiten sind Anhang 2 zu entnehmen).

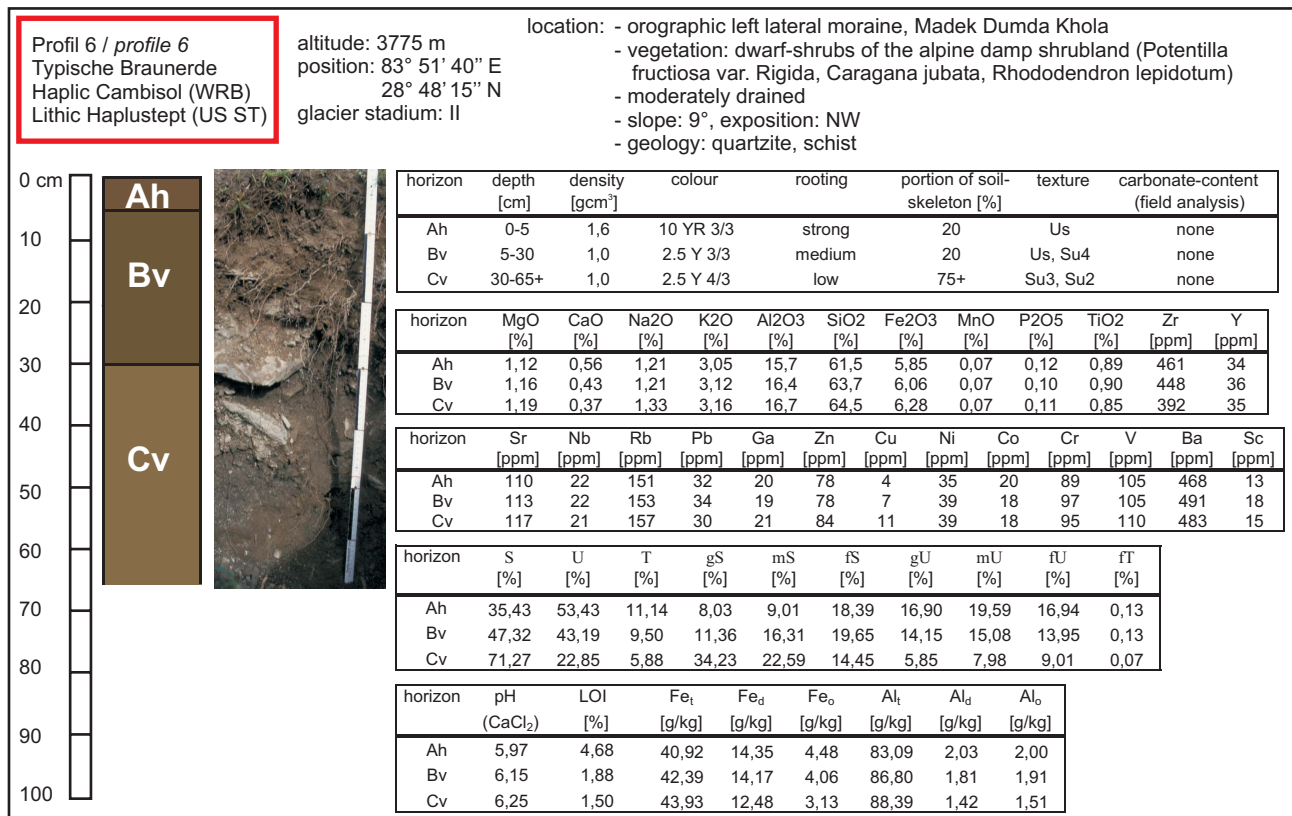
Figure 45a-b: Decline of the accumulation area of the Madek-Dumda-Glacier between the Last Glacial Maximum (stage 0) and stadium IV (glacier stadia scheme according to KUHLE 2004, cf. Table 1). The lower limits of the areas correspond to the ELA calculated by the method of KUHLE (1986b).



Figur 46: Beschreibung des Bodenprofils 4, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
 Figure 46: Characterisation of soil profile 4, including laboratory results.

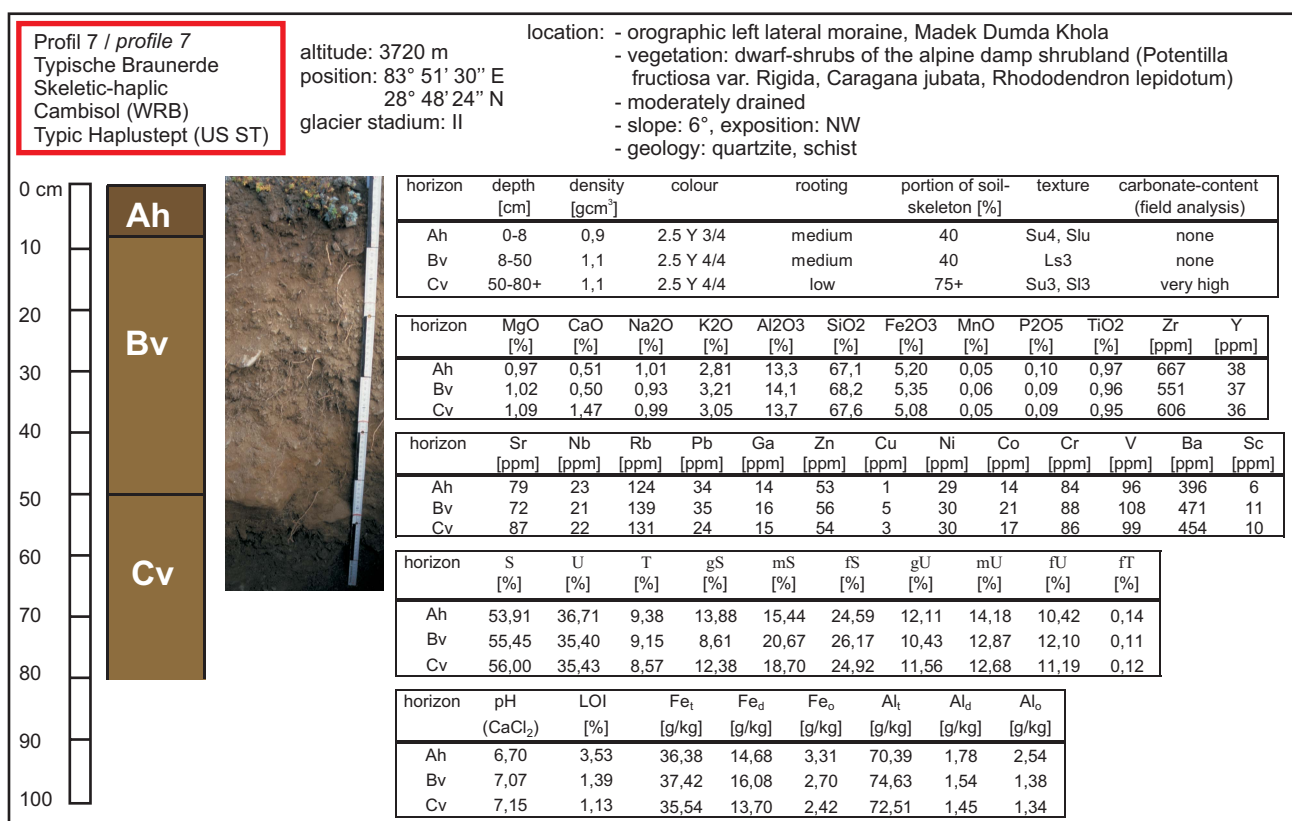


Figur 47: Beschreibung des Bodenprofils 5 einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
 Figure 47: Characterisation of soil profile 5, including laboratory results.



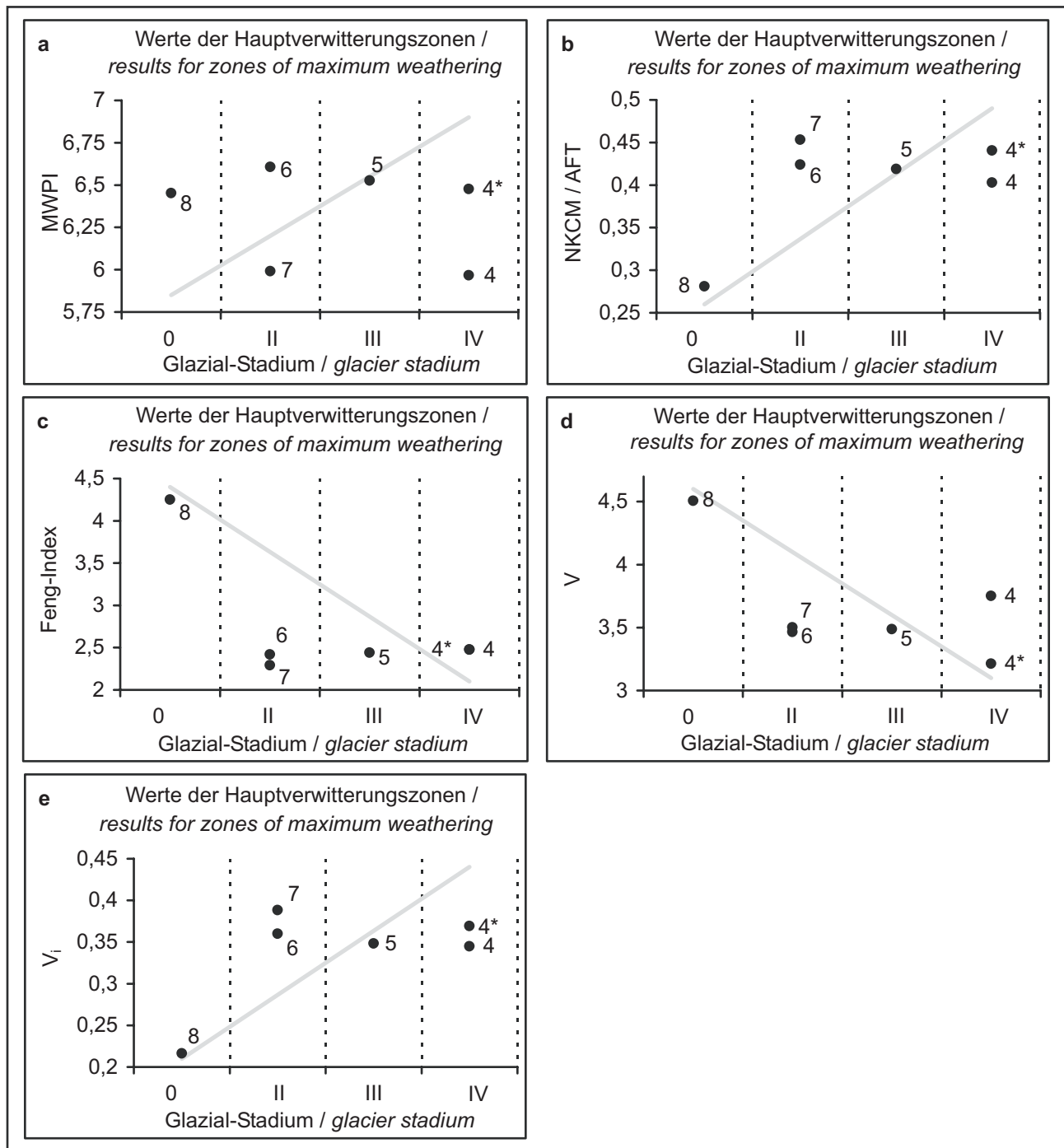
Figur 48: Beschreibung des Bodenprofils 6 einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.

Figure 48: Characterisation of soil profile 6, including laboratory results.



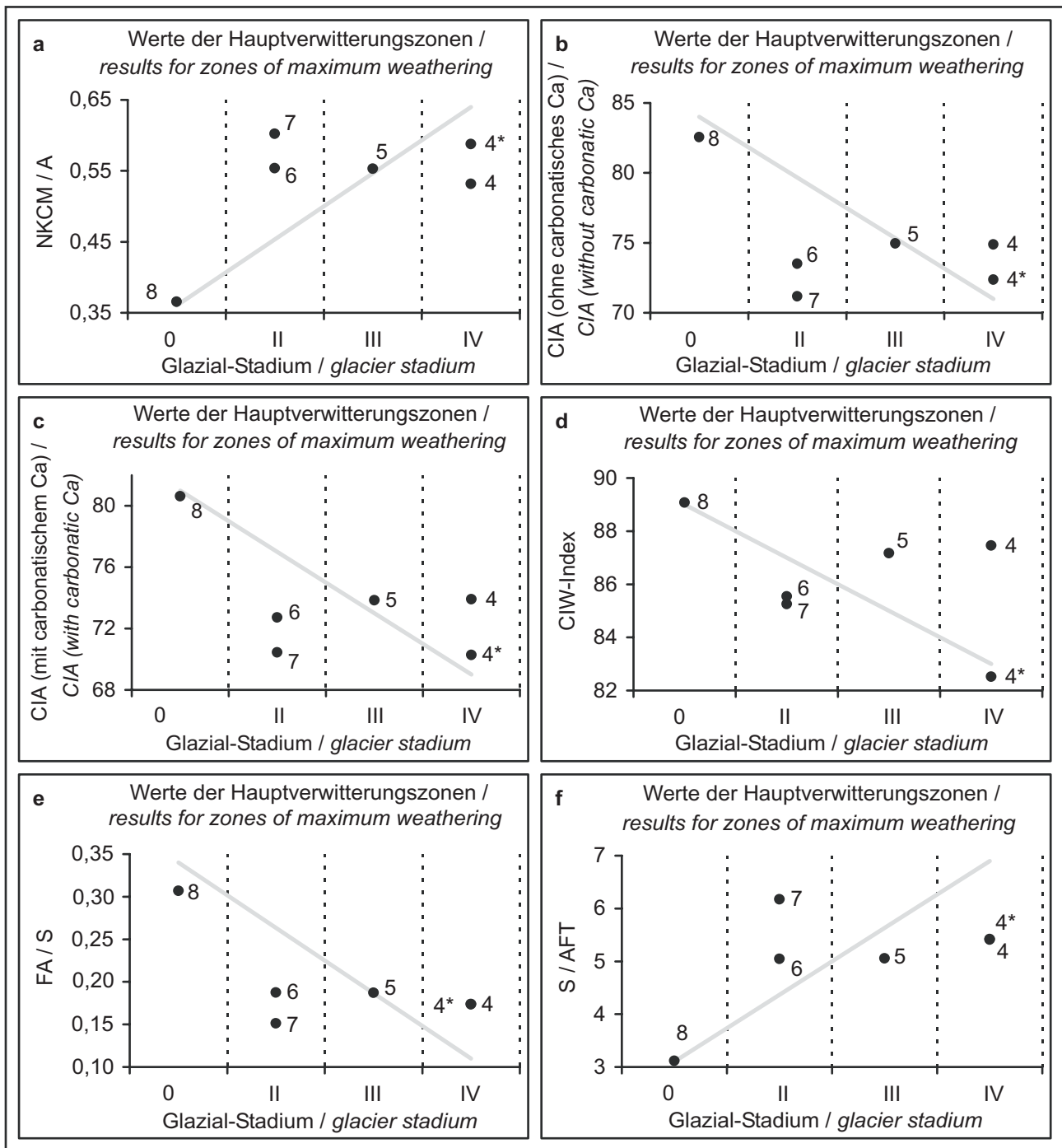
Figur 49: Beschreibung des Bodenprofils 7 einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.

Figure 49: Characterisation of soil profile 7, including laboratory results.



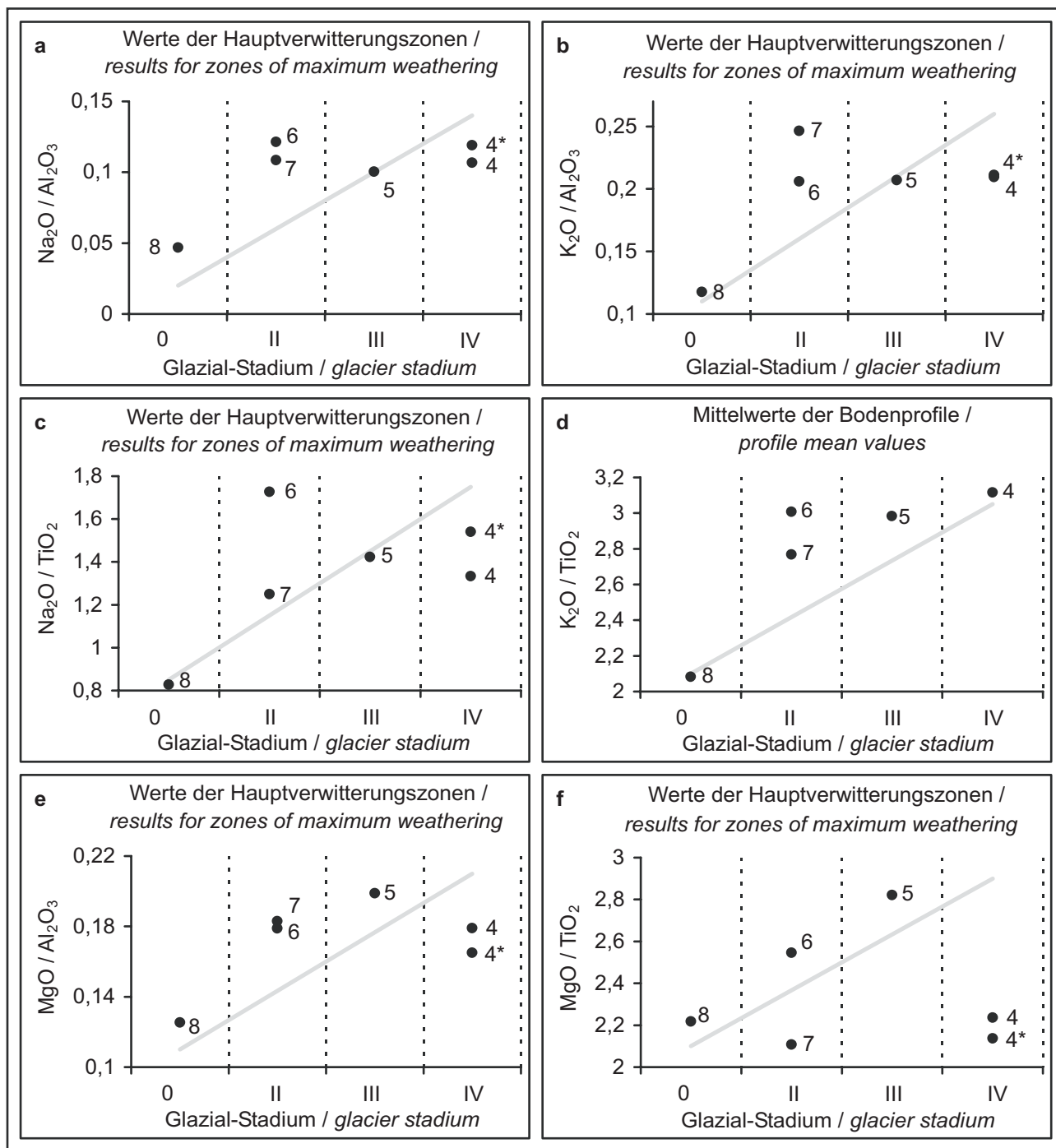
Figur 50a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V und V_i (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 4 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 50a-e: Results for the weathering indices MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V and V_i (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



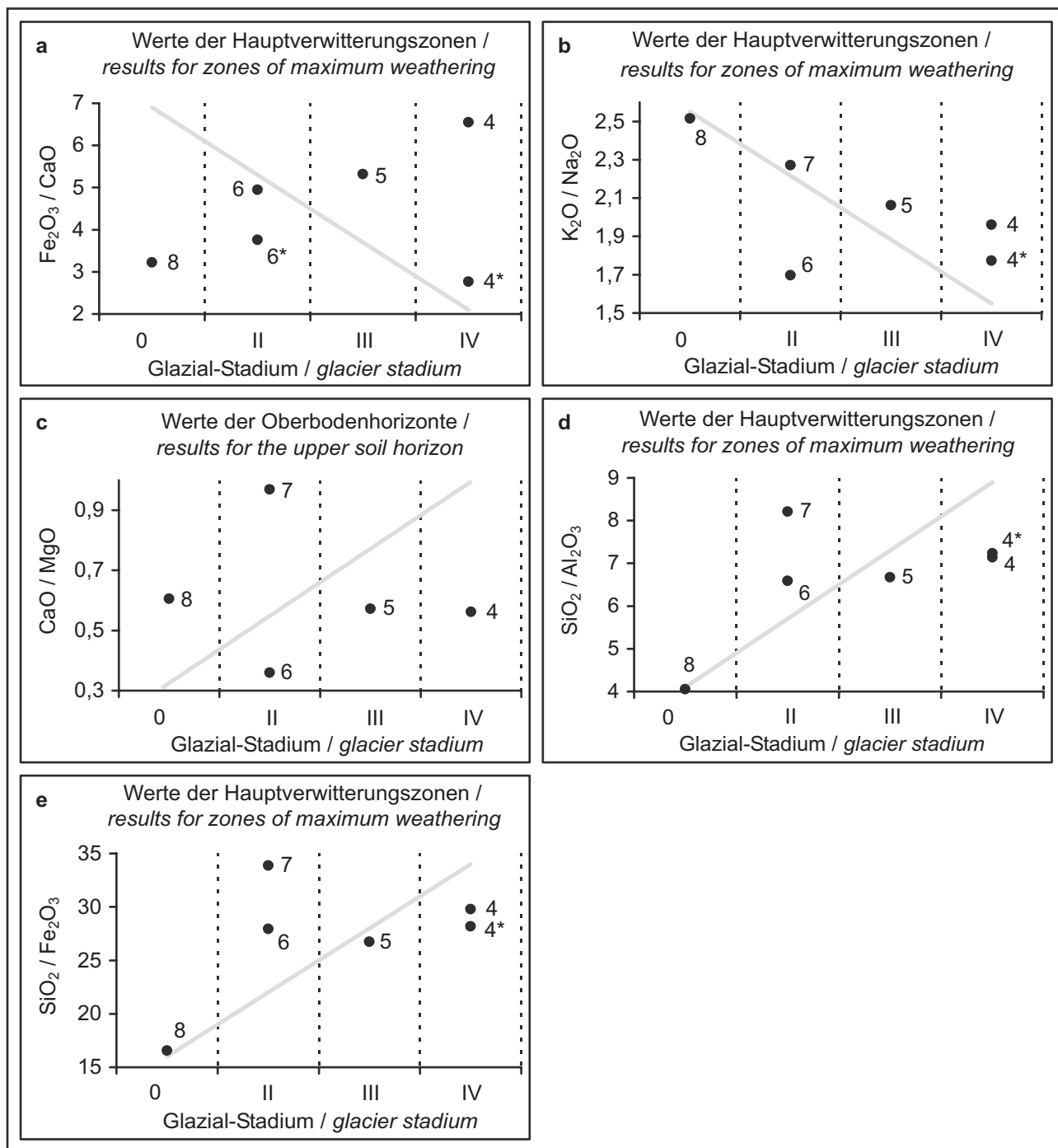
Figur 51a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes NKCM/A, CIA (ohne carbonatisches Ca), CIA (mit carbonatischem Ca), CIW, FA/S und S/AFT (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 4 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 51a-f: Results for the weathering indices NKCM/A, CIA (without and with carbonatic Ca), CIW, FA/S and S/AFT (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



Figur 52a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ und MgO/TiO_2 (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen und $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ für die Mittelwerte der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 4 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 52a-f: Results for the weathering indices $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and MgO/TiO_2 (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering or the complete soil of profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



Figur 53a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes Fe_2O_3/CaO , K_2O/Na_2O , SiO_2/Al_2O_3 und SiO_2/Fe_2O_3 (a-b, d-e, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen und CaO/MgO (c, vgl. Tabelle 3) für die Oberbodenhorizonte der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 4 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 53a-e: Results for the weathering indices Fe_2O_3/CaO , K_2O/Na_2O , CaO/MgO , SiO_2/Al_2O_3 and SiO_2/Fe_2O_3 (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering or the upper horizon of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.

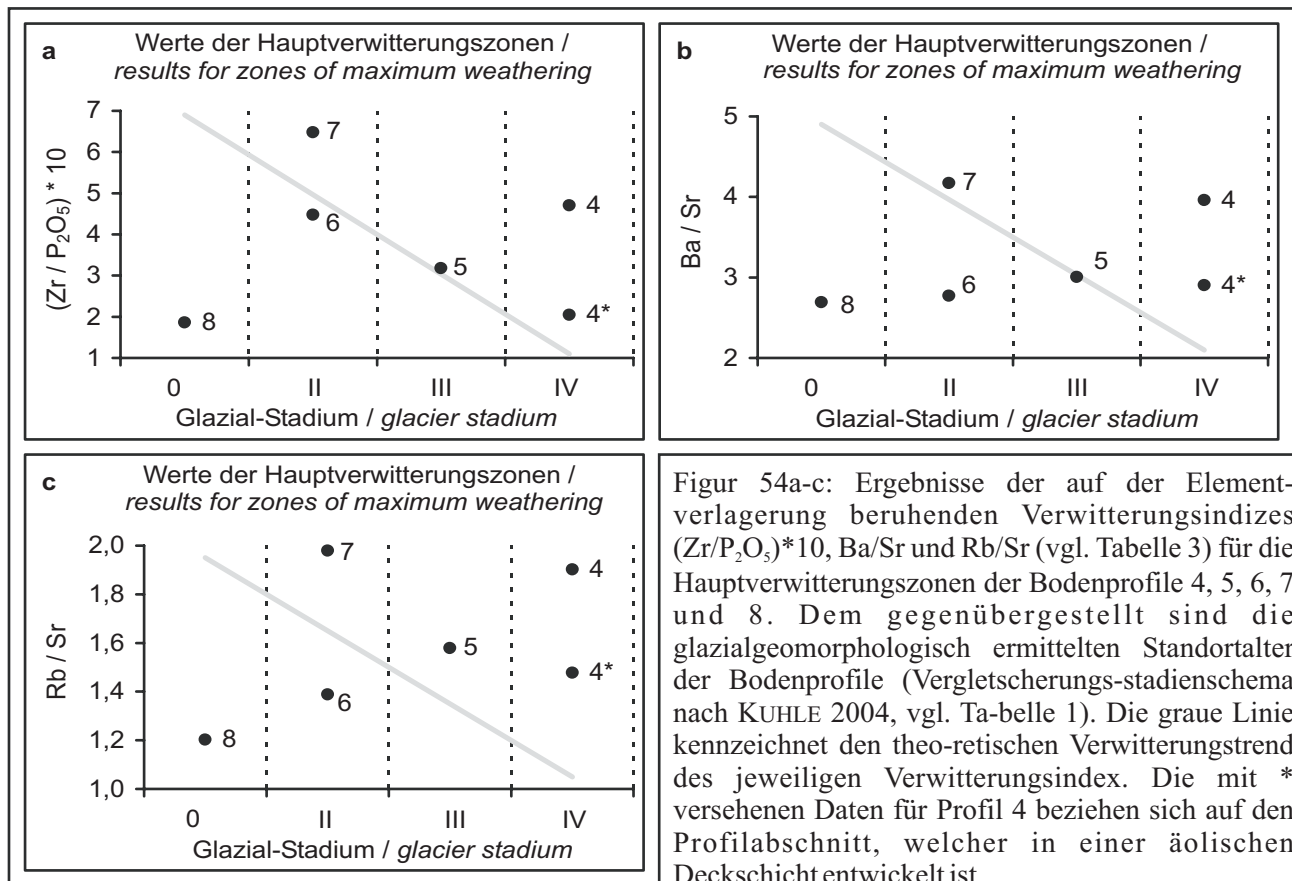


Figure 54a-c: Results for the weathering indices (Zr/P_2O_5)*10, Ba/Sr and Rb/Sr (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.

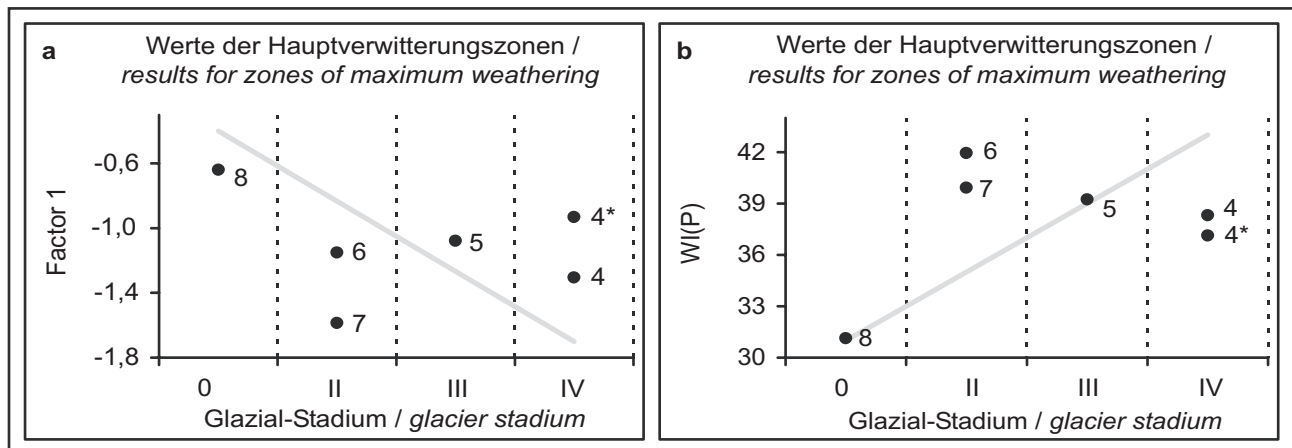
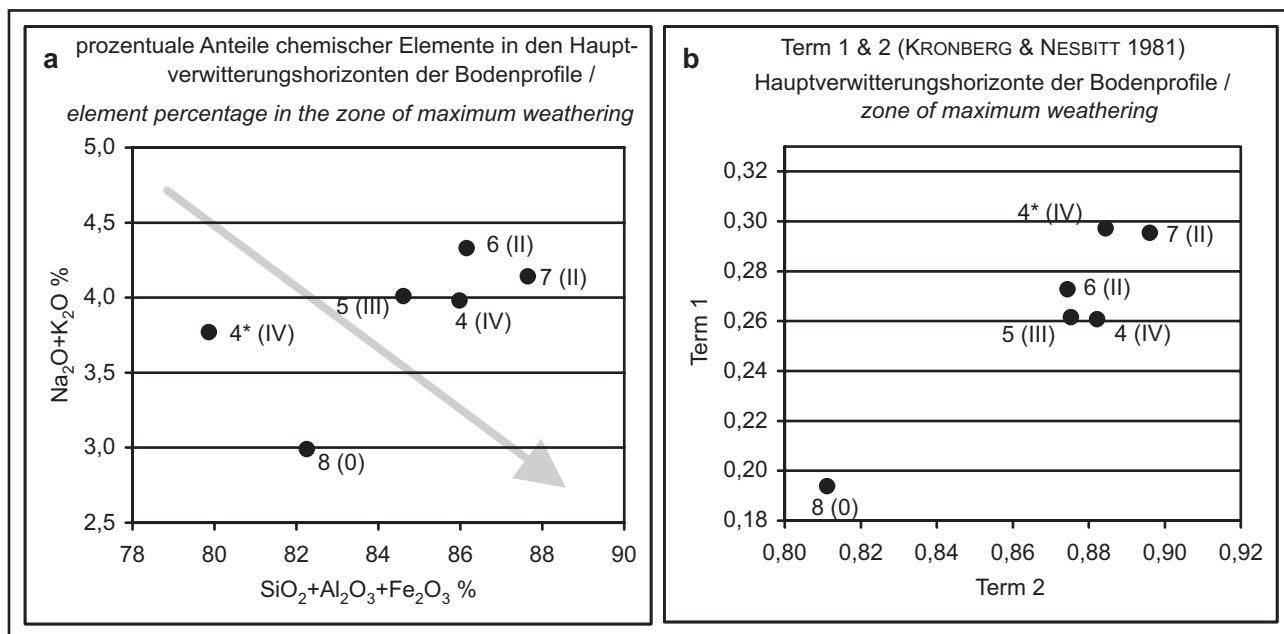
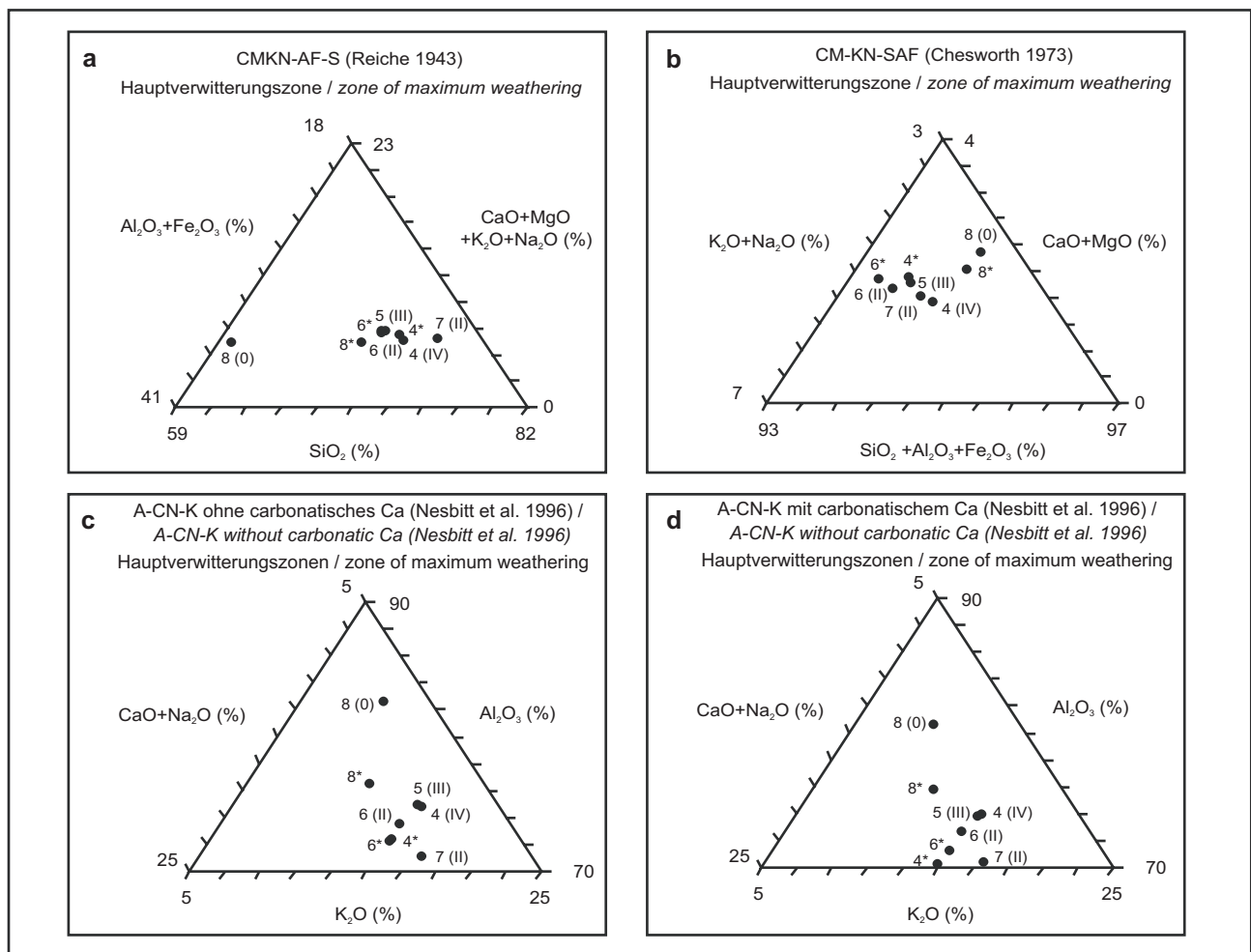


Figure 55a-b: Results for the weathering indices Factor 1 and WI(P) (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



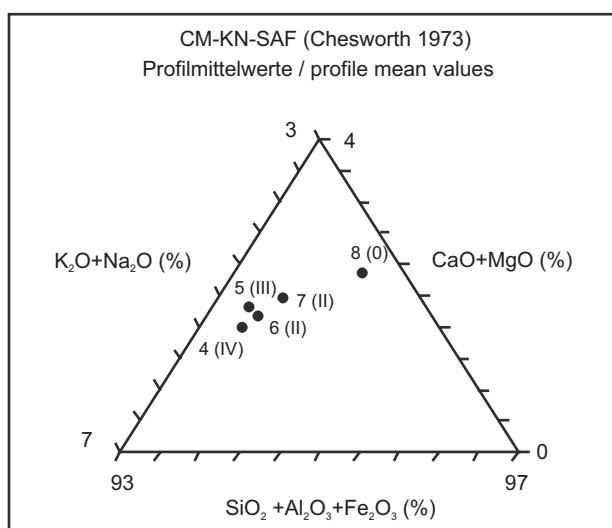
Figur 56a-b: Ergebnisse der Prozentanteile von ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) und ($\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$) an der Gesamtelementmenge (a, vgl. Tabelle 3), sowie des Term 1 und Term 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981) (b, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8. Der theoretische Verwitterungstrend für diese auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindikatoren ist für Figur a durch den Pfeil gekennzeichnet und für Figur b der Darstellung in Figur 1 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungs-stadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die mit * versehenen Daten für Profil 4 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 56a-b: Results for the percentage of ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) and ($\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$) within the total element amount and Term 1 and Term 2 after KRONBERG & NESBITT (1981) (cf. table 3) in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey arrow in figure 56a and figure 1 mark the theoretically expected weathering trend of the indices. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



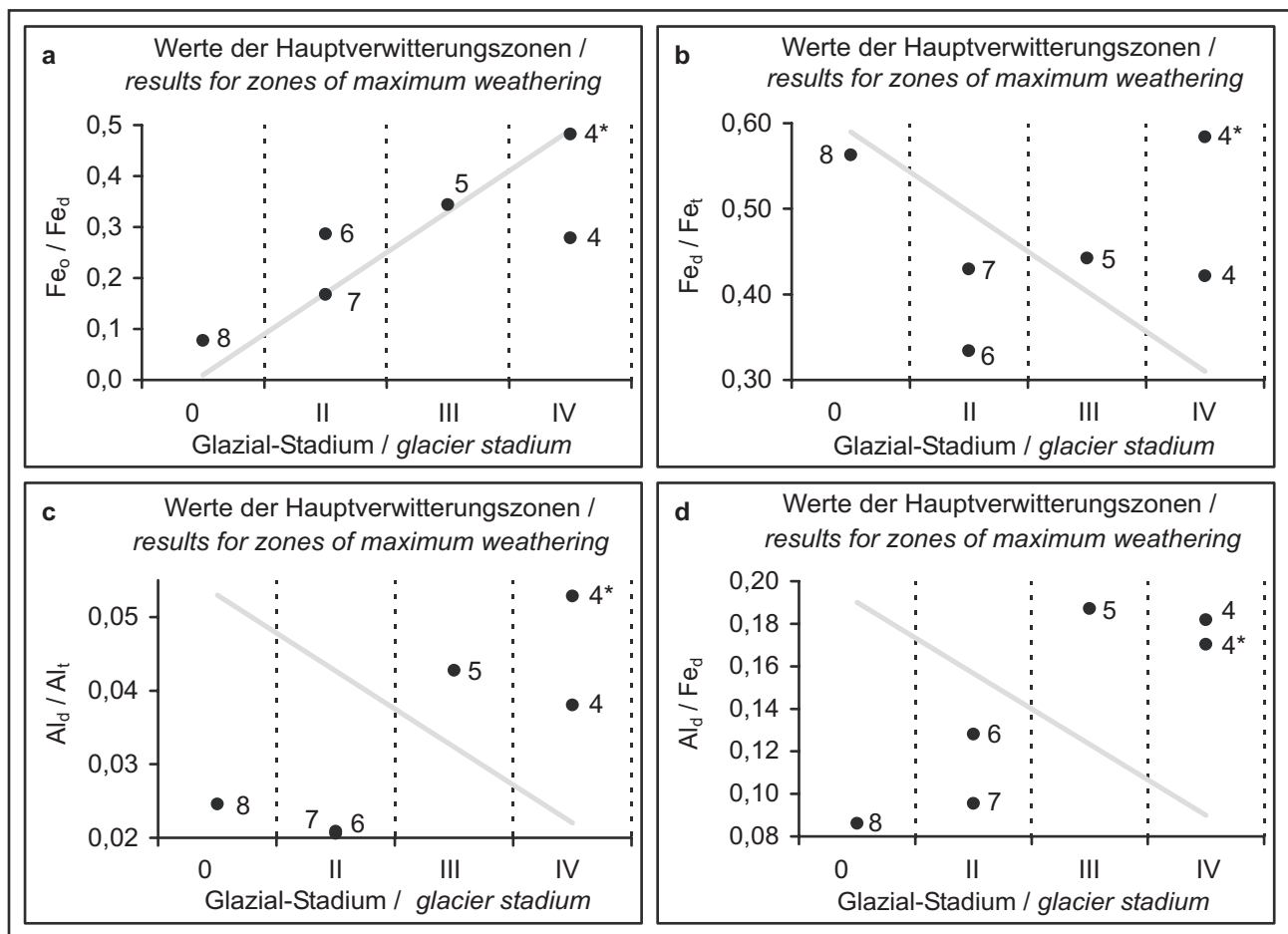
Figur 57a-d: Die Dreiecksdiagramme CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (ohne carbonatisches Ca) und A-CN-K (mit carbonatischem Ca) (vgl. Tabelle 3). Die Anteile der Elemente bzw. Elementgruppen für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist den Darstellungen in den Figuren 2-4 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die mit * versehenen Daten für Profil 4 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 57a-d: Ternary diagrams CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (without and with carbonatic Ca) (cf. table 3). The percentage of elements and element groups for the zone of maximum weathering of the soil profiles 4, 5, 6, 7 and 8 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 2-4. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



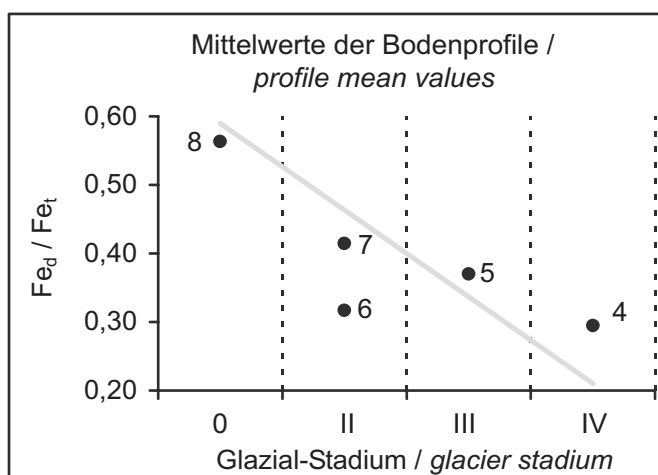
Figur 58: Das Dreiecksdiagramm CM-KN-SAF (vgl. Tabelle 3). Die Anteile der Elemente bzw. Elementgruppen, hier als Mittelwerte der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8, dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist der Darstellung in Figur 3 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1).

Figure 58: Ternary diagram CM-KN-SAF (cf. table 3). Mean values of profile 4, 5, 6, 7 and 8 are used as weathering indicator (theoretically expected weathering trend cf. figure 3). In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given.



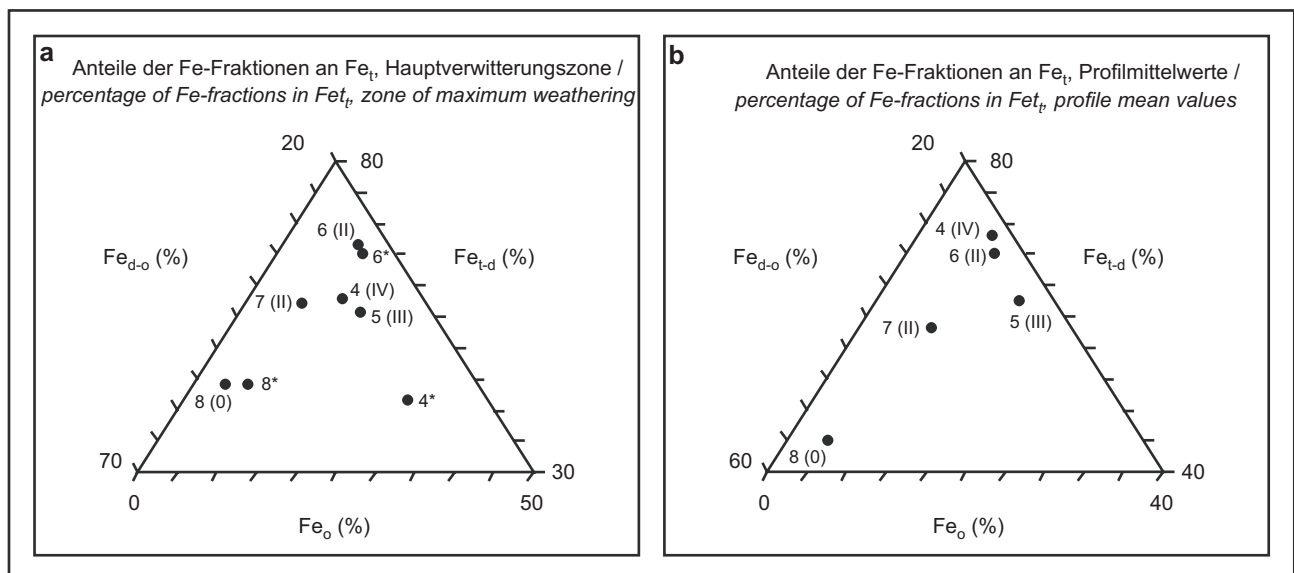
Figur 59a-d: Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide beruhenden Verwitterungsindizes Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t , Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 4 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 59a-d: Results for the weathering indices Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t , Al_d/Al_t and Al_d/Fe_d (cf. table 4) based on the development of pedogenic oxides in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



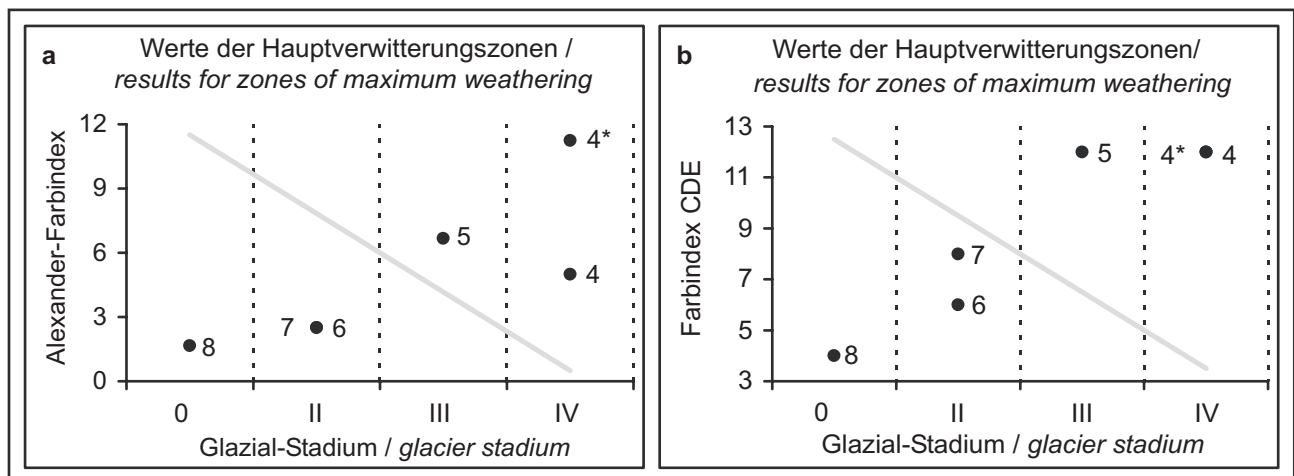
Figur 60: Ergebnisse des auf der Bildung pedogener Oxide beruhenden Verwitterungsindex Fe_d/Fe_t (vgl. Tabelle 4) als Mittelwerte der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 60: Results for the weathering index Fe_d/Fe_t (cf. table 4) based on the development of pedogenic oxides in the complete soil of profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1).



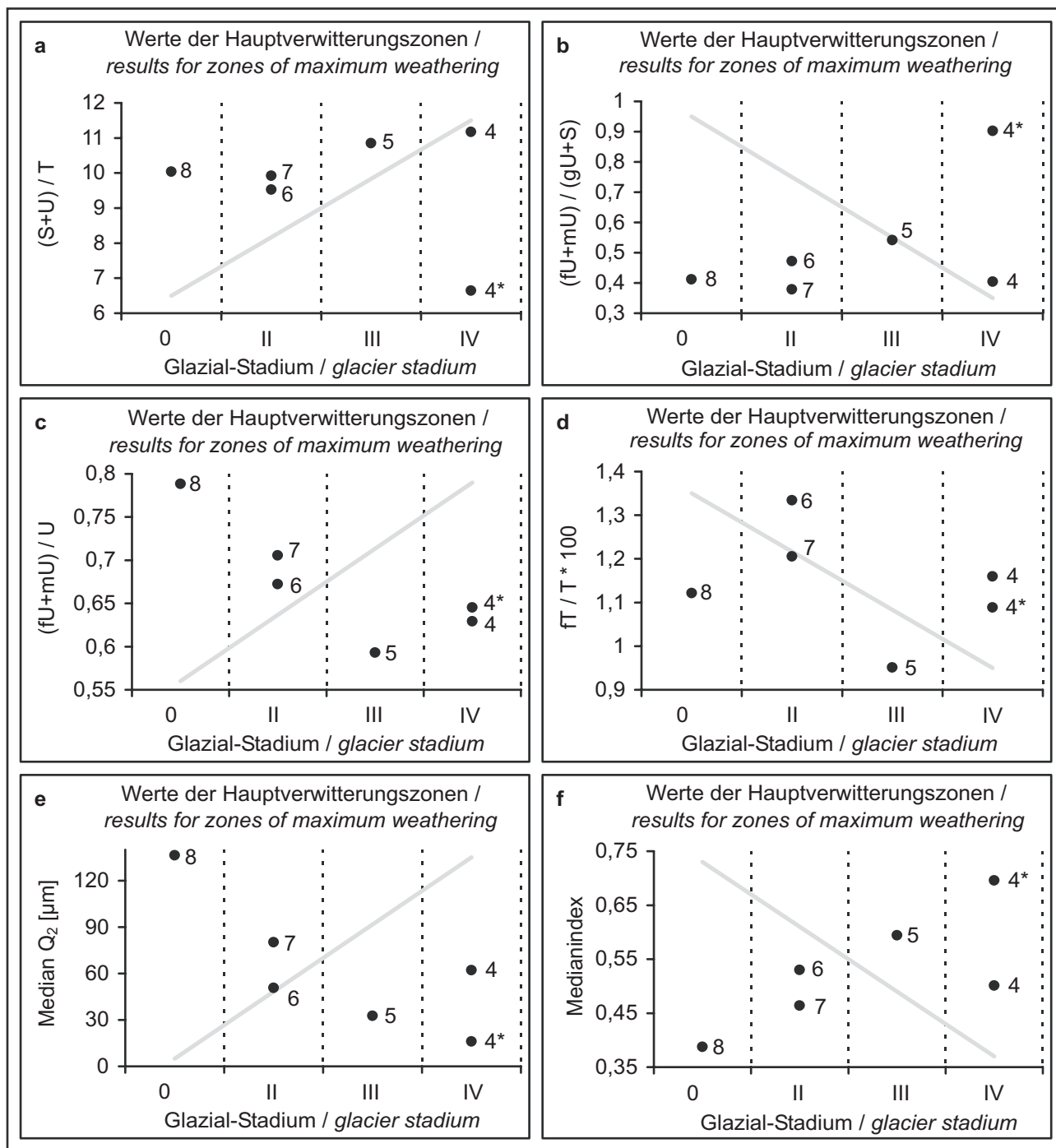
Figur 61a-b: Dreiecksdiagramme mit den Prozentanteilen des silikatischen Fe (Fe_{t-d}), der kristallinen pedogenen Fe-Oxide (Fe_{d-o}) und der amorphen pedogenen Fe-Oxide (Fe_o) am Gesamteisen (Fe_t) (vgl. Tabelle 4). Die Anteile der Fe-Fractionen in den Hauptverwitterungs-zonen (a) bzw. als Mittelwerte (b) der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist der Darstellung in Figur 5 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Der mit * versehene Datenpunkt für Profil 4 bezieht sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschichten entwickelt ist.

Figure 61a-b: Ternary diagrams with percentage of silicate bound Fe (Fe_{t-d}), crystalline pedogene Fe (Fe_{d-o}) and amorphous pedogene Fe-oxides (Fe_o) within total Fe (Fe_t) (cf. table 4). The results for the zone of maximum extent of weathering and for the complete soil of profile 4, 5, 6, 7 and 8 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 5. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



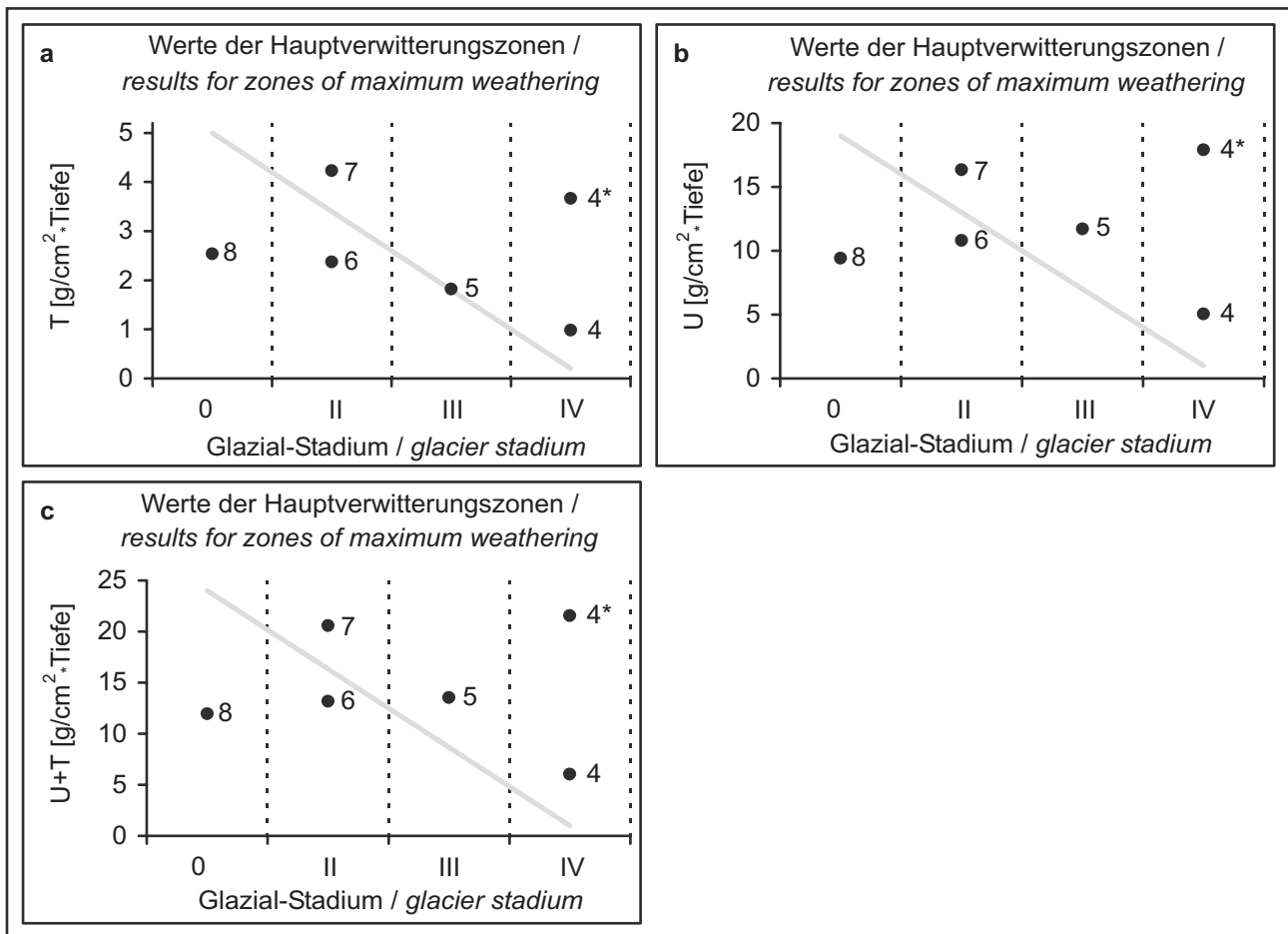
Figur 62a-b: Ergebnisse der auf der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes Alexander-Farbindex und CDE (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 4 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 62a-b: Results for the weathering indices Alexander-Farbindex and CDE (cf. table 4) based on the soil colour in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



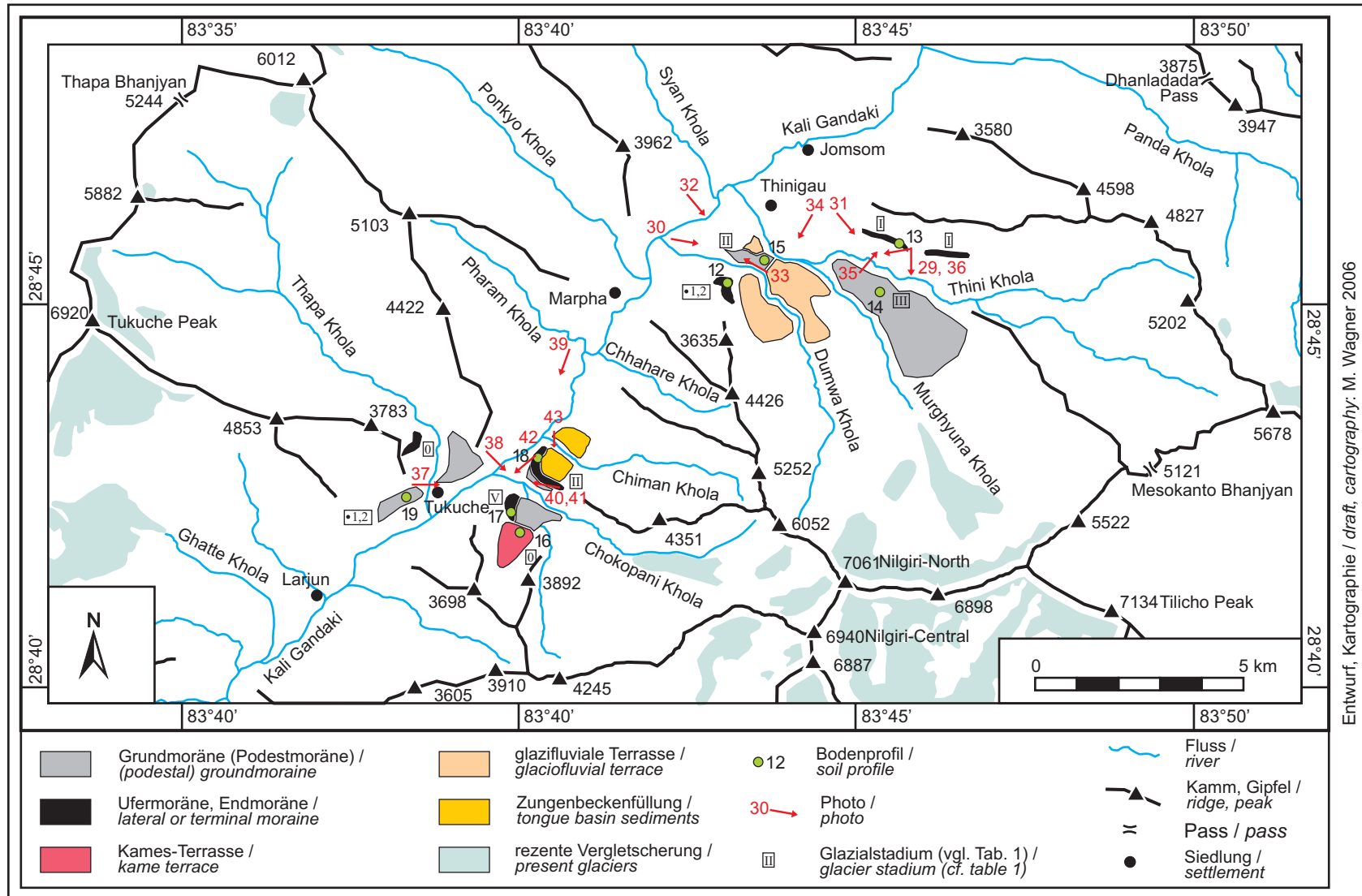
Figur 63a-f: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T \cdot 100$, Median Q_2 und Medianindex (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 4 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 63a-f: Results for the weathering indices $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T \cdot 100$, Median Q_2 and Medianindex (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



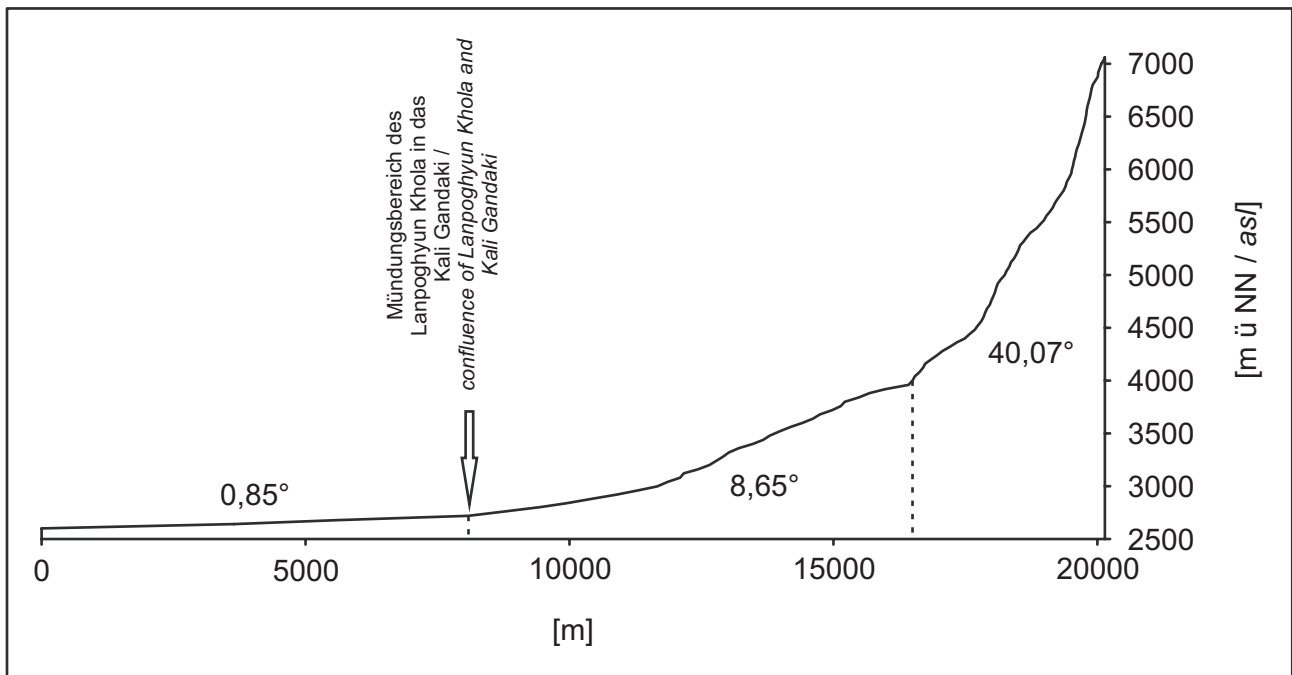
Figur 64a-c: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindikatoren Tonmasse, Schluffmasse, und Summe aus Ton- und Schluffmasse (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 4, 5, 6, 7 und 8. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 4 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 64a-c: Results for the weathering indicators clay mass, silt mass and sum of clay and silt mass (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 4, 5, 6, 7 and 8 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



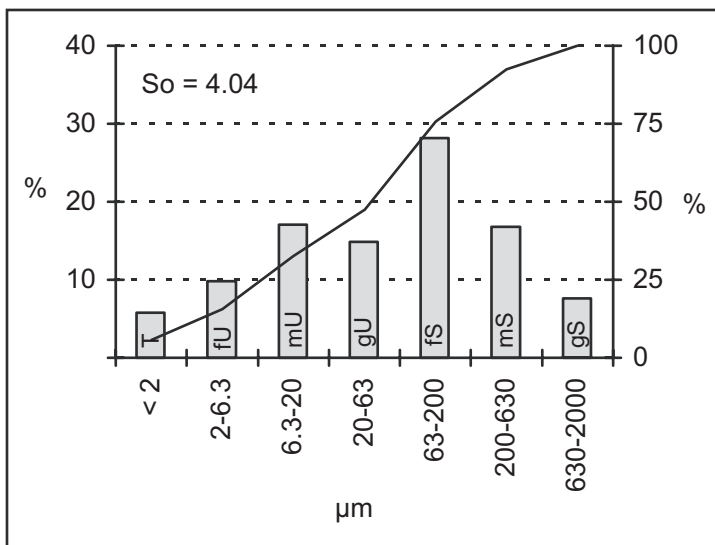
Figur 65: Kartierung des für die pedochronologische Untersuchung relevanten glazigenen und glazifluvialen Formschatzes im Umfeld des Thini Khola, sowie der Nilgiri-W-Abdachung und des Thapa Khola. Markiert sind außerdem die Bodenprofilstandorte 12-19 mit ihrer Gletscherstadienzuordnung nach dem Chronologieschema von KUHLE (2004) (vgl. Tabelle 1) und die Photostandorte.

Figure 65: Map of the Thini Khola showing glacial and glaciofluvial key forms, which are crucial for pedochronological investigations. Additionally the locality and glacier stadium (according to the scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) of the soil profiles and the position and line of site of the photos is mapped.



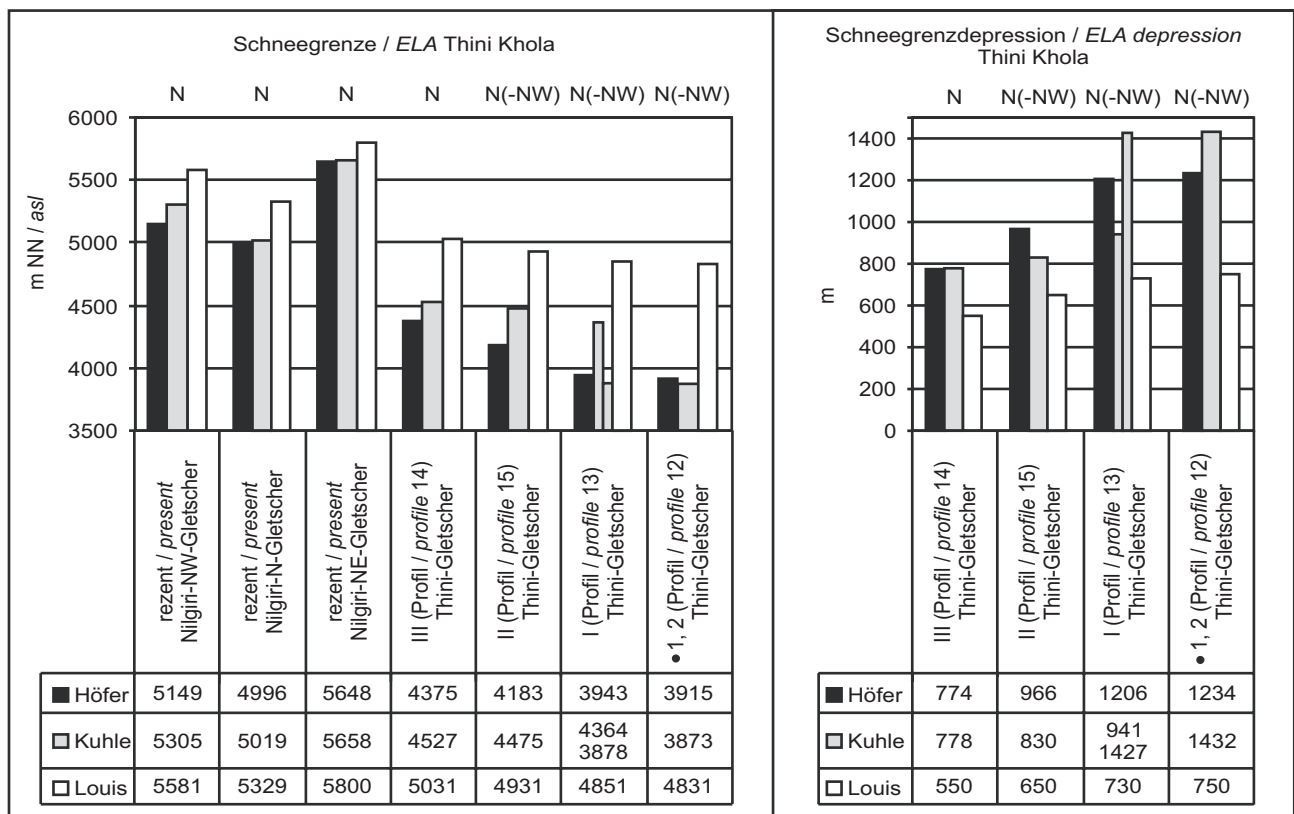
Figur 66: Tallängsprofil des Thini Khola im Einzugsbereich des Nilgiri-Nordwest-Gletschers, mit Neigungswinkeln, 2-fach überhöht.

Figure 66: Longitudinal profile of the Thini Khola along the Nilgiri-NW-Glacier; exaggeration 1:2.

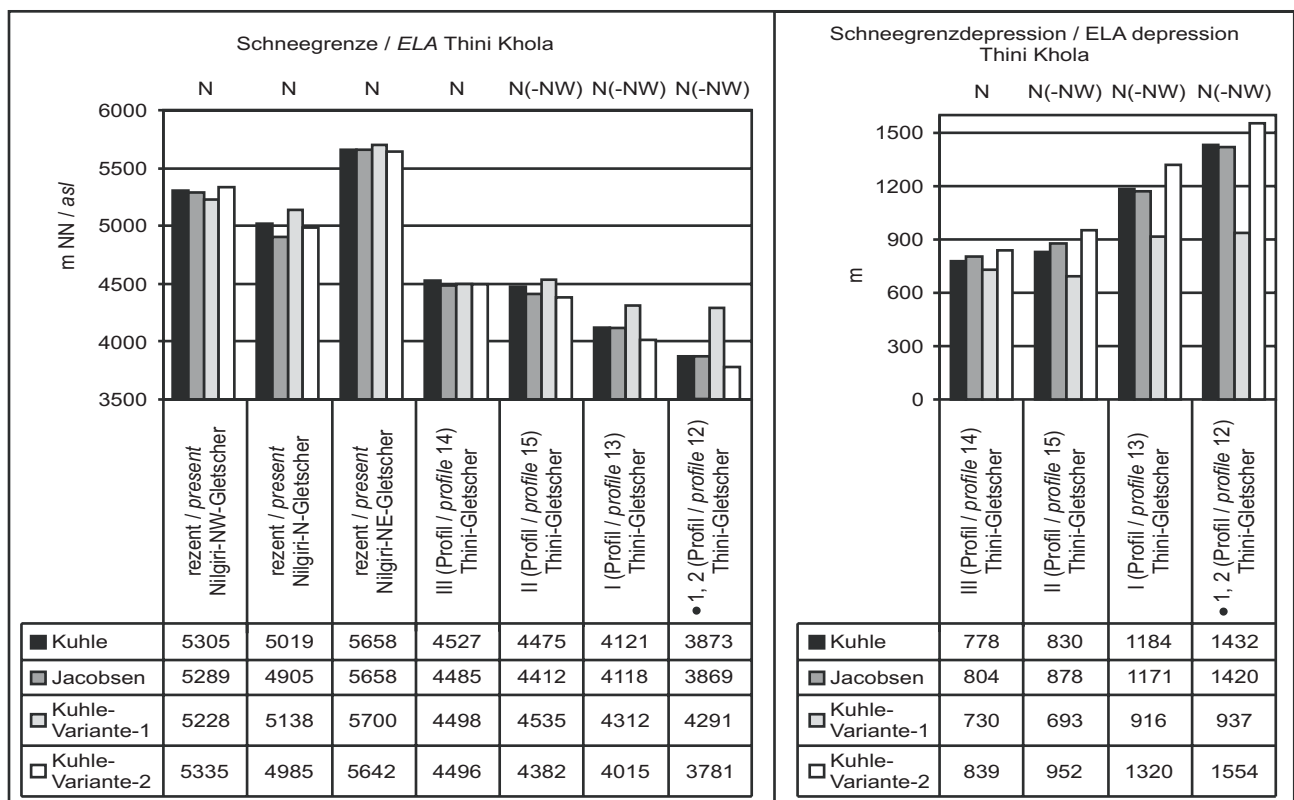


Figur 67: Korngrößenverteilung im Feinboden des Bv-Cv-Horizonts von Bodenprofil 13. Der Sortierungskoeffizient S_o nach MÜLLER (1964) gibt den Grad der Sortierung an.

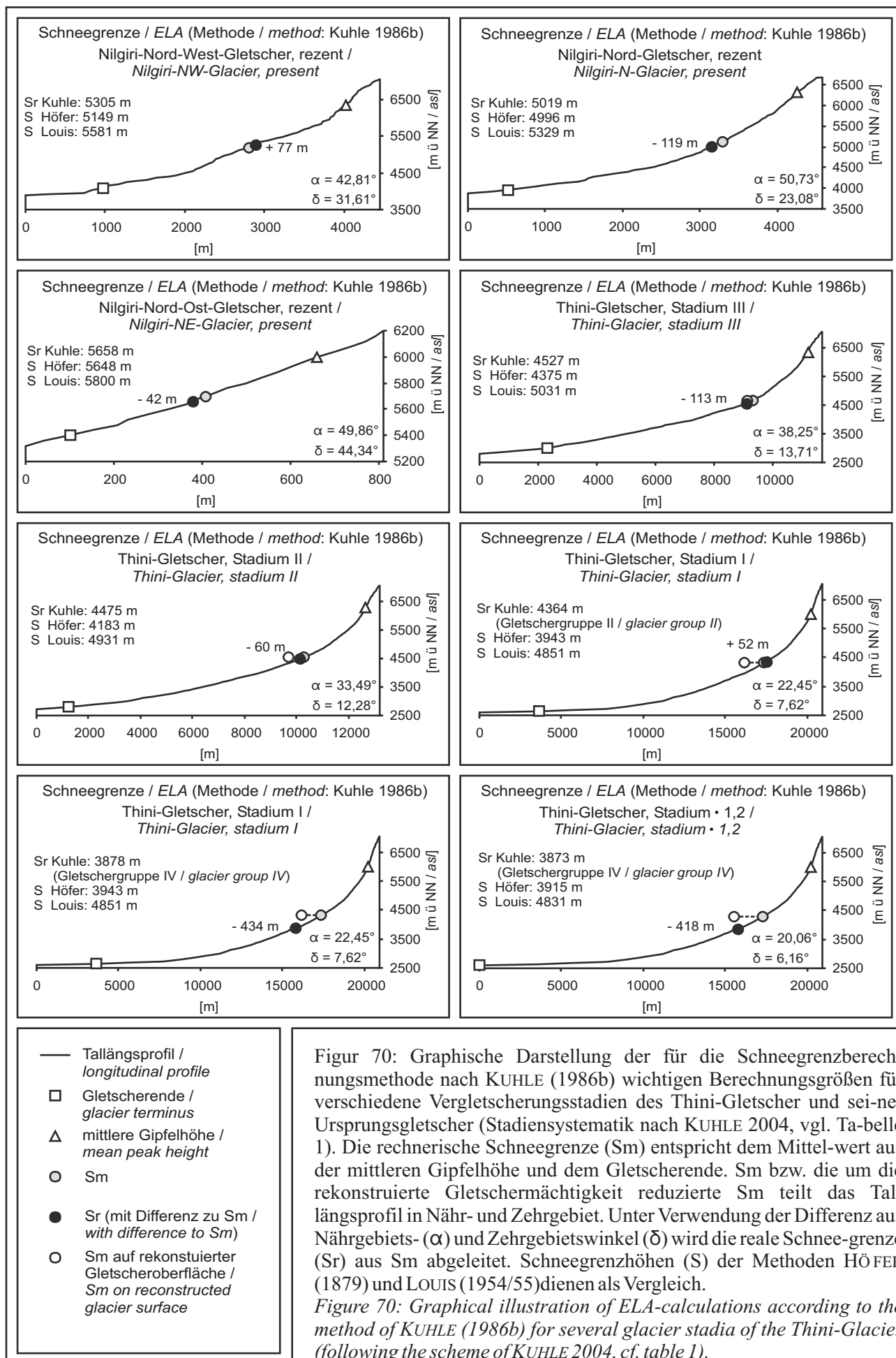
Figure 67: Grain size distribution within the fine-earth of the Bv-Cv horizon of soil profile 13. The sorting coefficient S_o (after MÜLLER 1964) shows the degree of sorting.

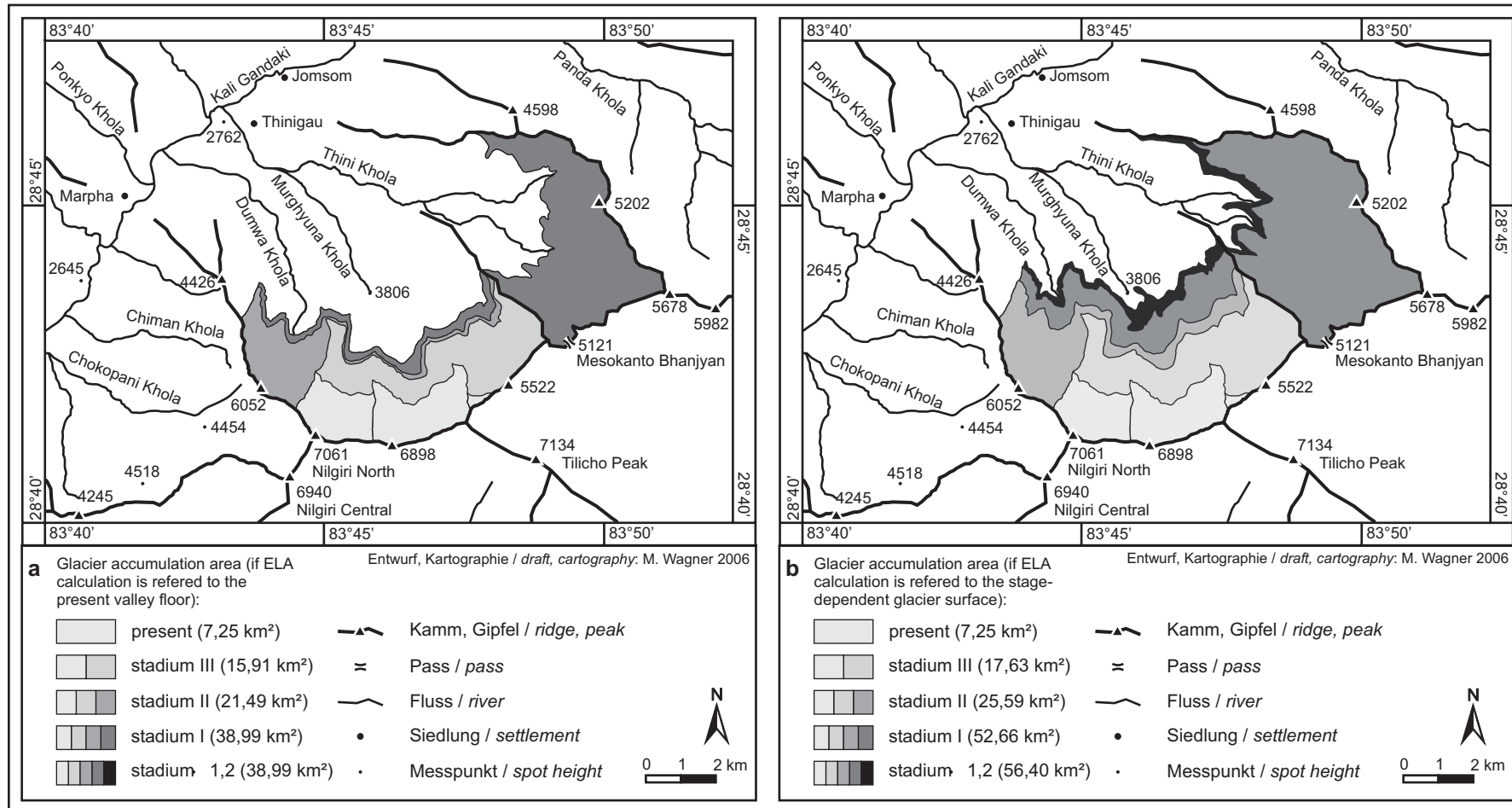


Figur 68: Für den Thini-Gletscher berechnete rezente und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von HÖFER (1879), KUHLE (1986b) und LOUIS (1954/55).
 Figure 68: ELA and ELA depressions for the Thini-Glacier according to the methods of HÖFER (1879), KUHLE (1986b) and LOUIS (1954/55).



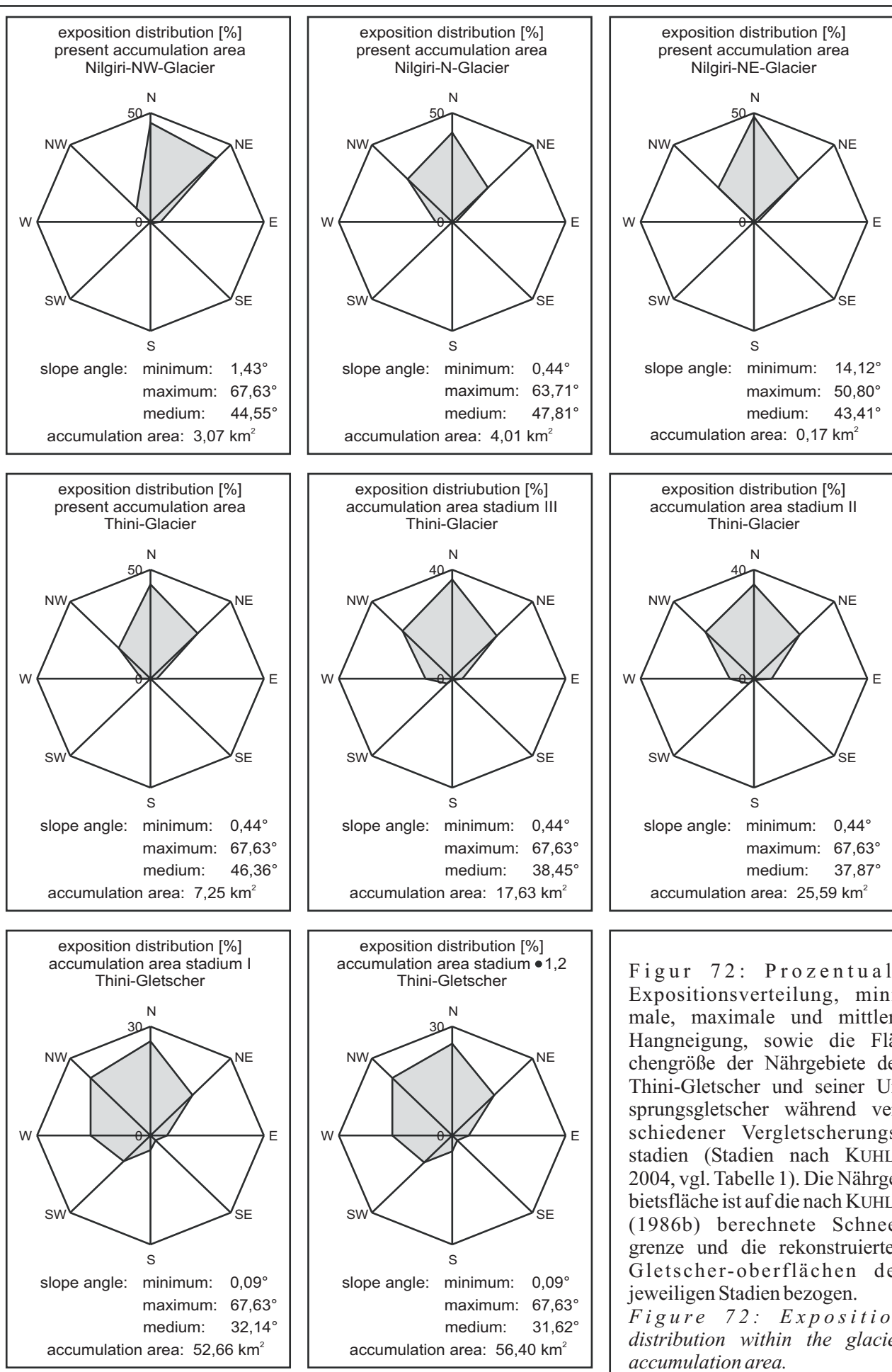
Figur 69: Für den Thini-Gletscher berechnete rezente und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von KUHLE (1986b) und JACOBSEN (1990), sowie Kuhle-Variante-1 und Kuhle-Variante-2 (vgl. Kapitel 2.1.2).
 Figure 69: ELA and ELA depressions for the Thini-Glacier according to the methods of KUHLE (1986b) and JACOBSEN (1990), as well as Kuhle-Variante-1 and Kuhle-Variante-2 (cf. chapter 2.1.2).

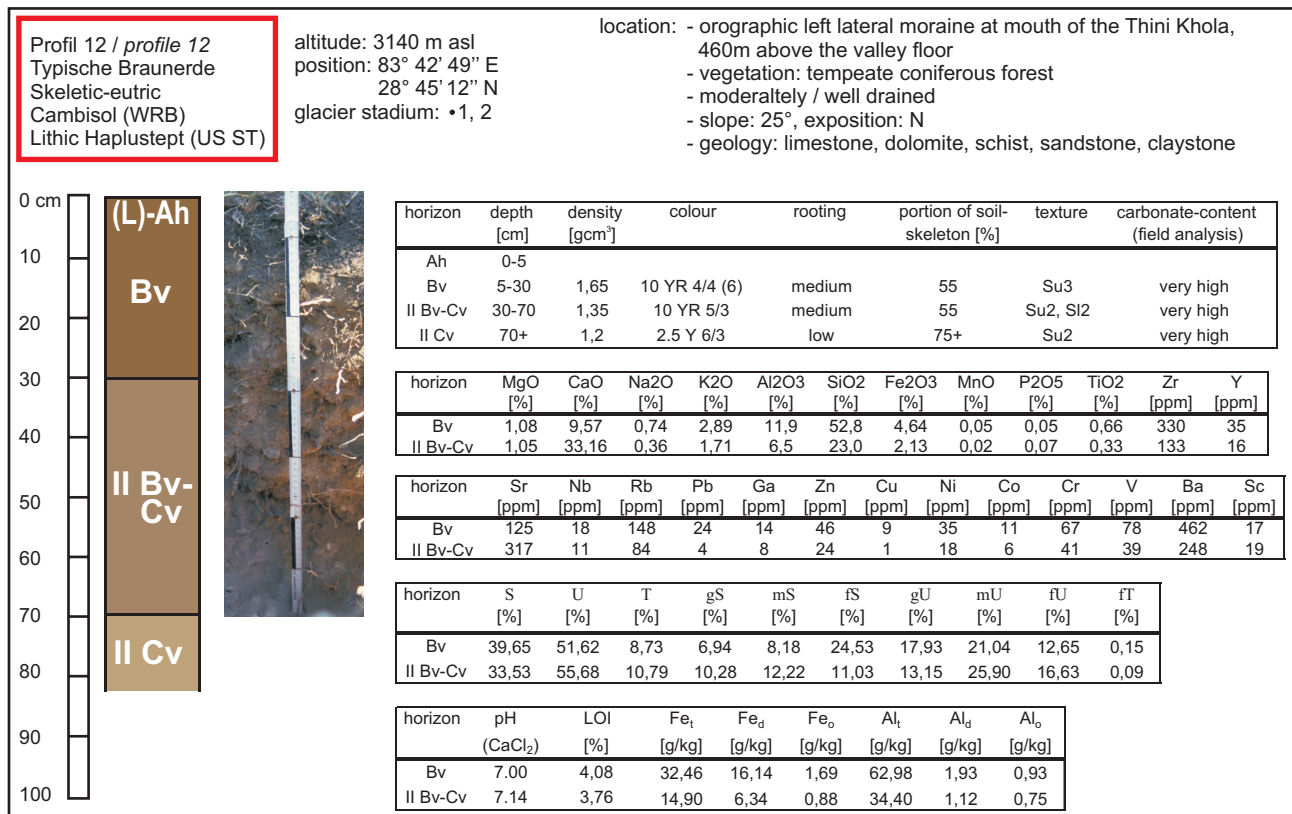




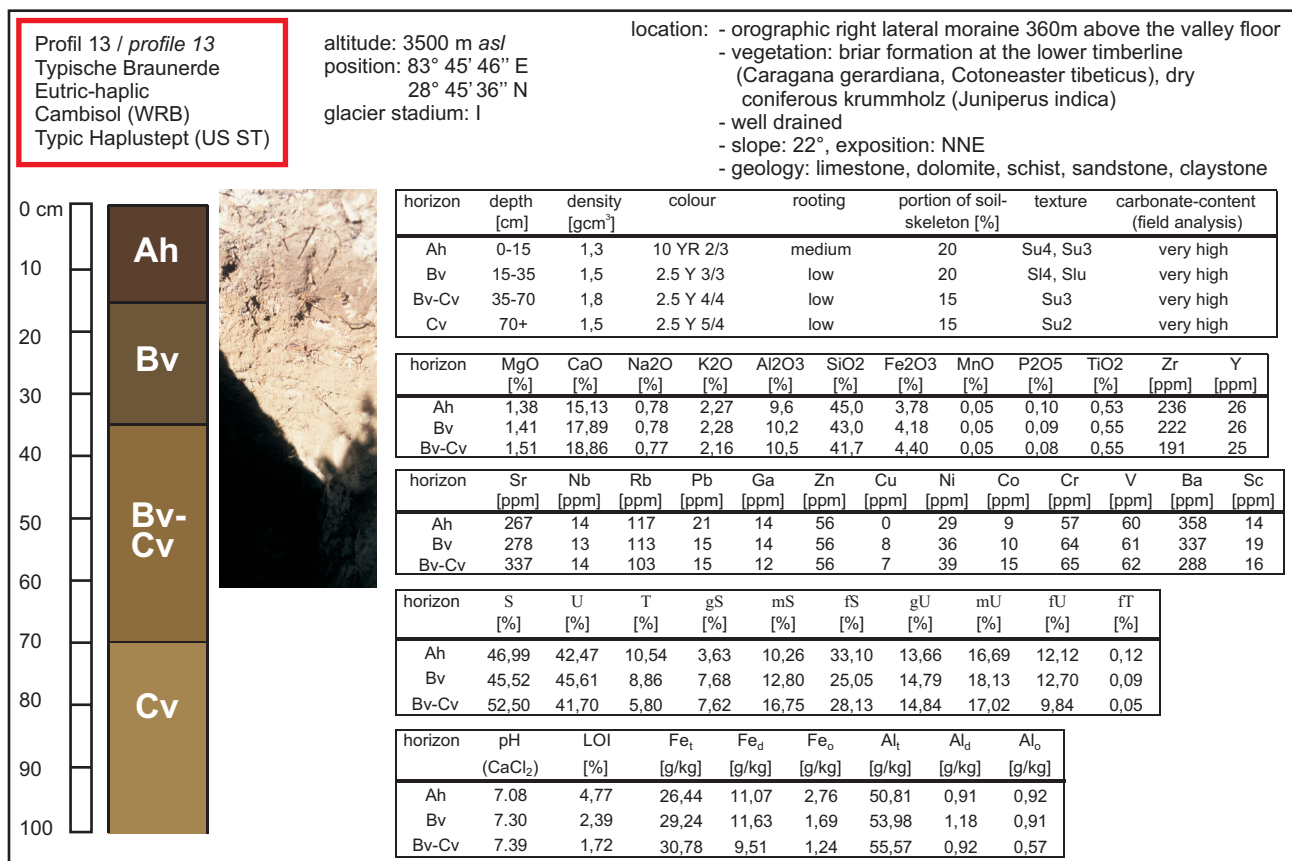
Figur 71a-b: Abnahme der Nährgebietsfläche des Thini-Gletscher vom ausgehenden Hochglazial (Stadium • 1,2) bis zur Gegenwart (Vergletscherungsstadien nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1). Die Untergrenzen der Flächen in Karte a entsprechen den in dieser Arbeit nach der Methode von KUHLE (1986b) errechneten orographischen Schneegrenzhöhen der jeweiligen Vergletscherungsstadien und orientieren sich an der rezenten Taltopographie. In Karte b wurden die Höhen der Flächenuntergrenzen um den aus der Literatur und eigenen Geländebeobachtungen rekonstruierten Betrag der Gletschermächtigkeit im Bereich der Schneegrenze des jeweiligen Vergletscherungsstadiums reduziert, um einen Anhaltspunkt für die sich aus der durch den Gletscherkörper selbst bedingten Anhebung der Reliefoberfläche ergebende Vergrößerung der Nährgebietsflächen zu erhalten. Die Karten geben dabei nicht die realen Nährgebietsflächengrößen wieder, sondern verstehen sich als Rahmenwerte, ober- bzw. unterhalb derer die tatsächlichen Flächengrößen zu erwarten sind. Die jeweiligen Schneegrenzhöhen und Gletschermächtigkeiten sind Anhang 2 zu entnehmen).

Figure 71a-b: Decline of the accumulation area of the Thini-Glacier between glacier stadium • 1,2 and the present (glacier stadia scheme according to KUHLE 2004, cf. table 1). The lower limits of the areas correspond to the ELA calculated by the method of KUHLE (1986b).

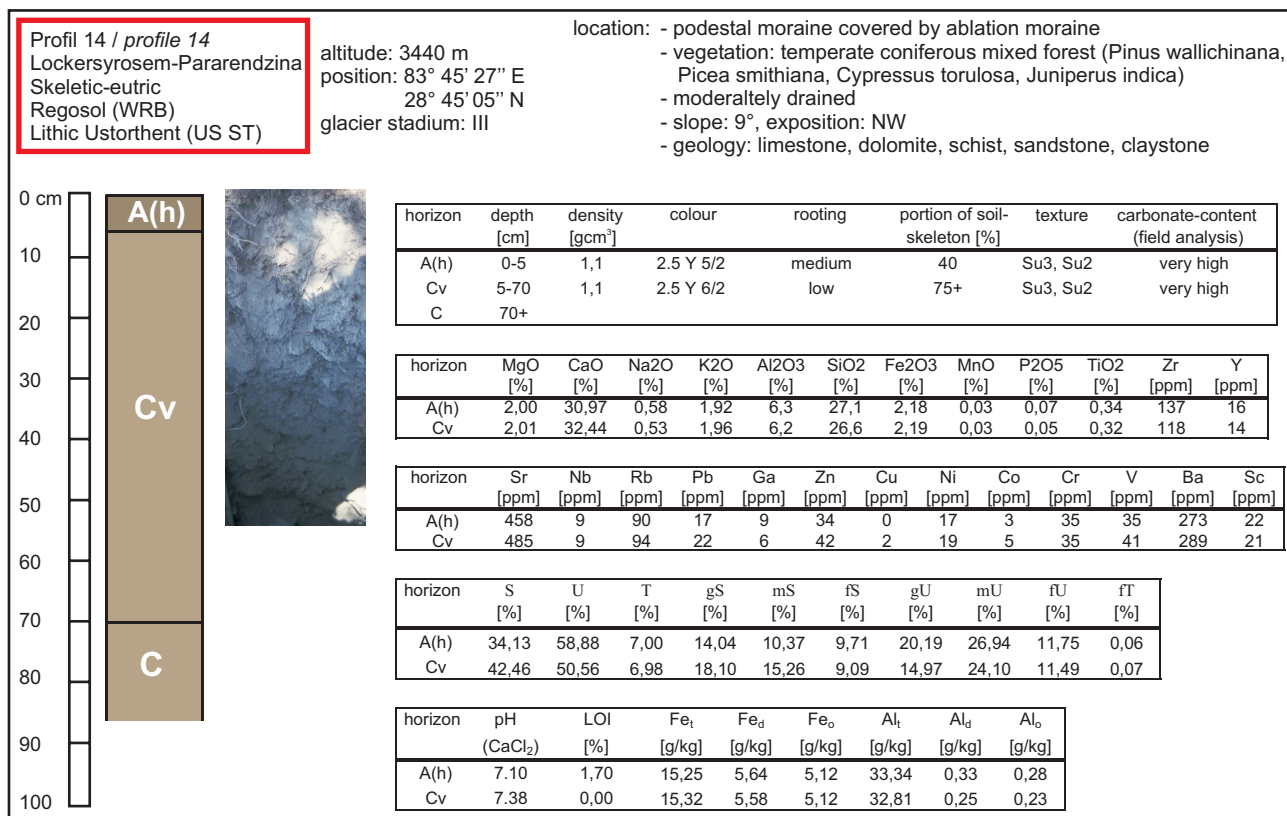




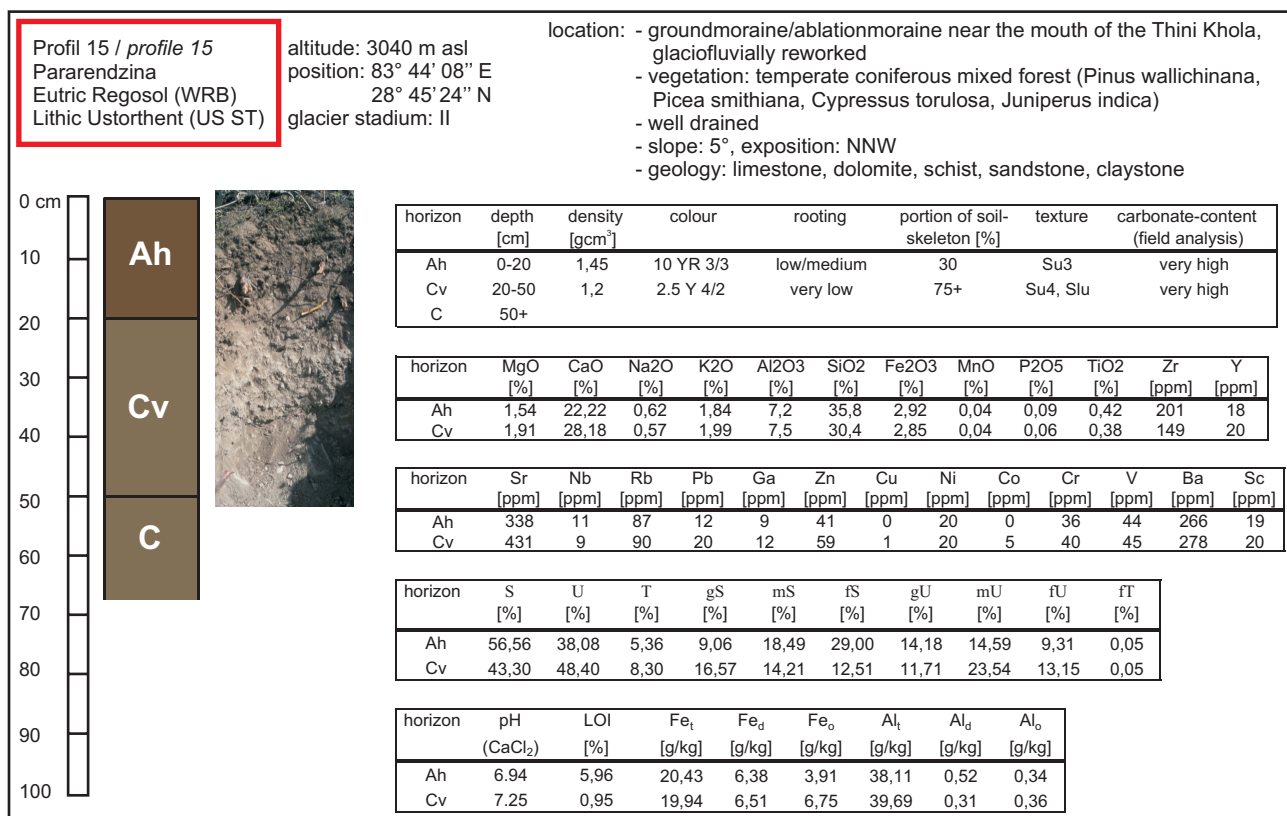
Figur 73: Beschreibung des Bodenprofils 12, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 73: Characterisation of soil profile 12, including laboratory results.



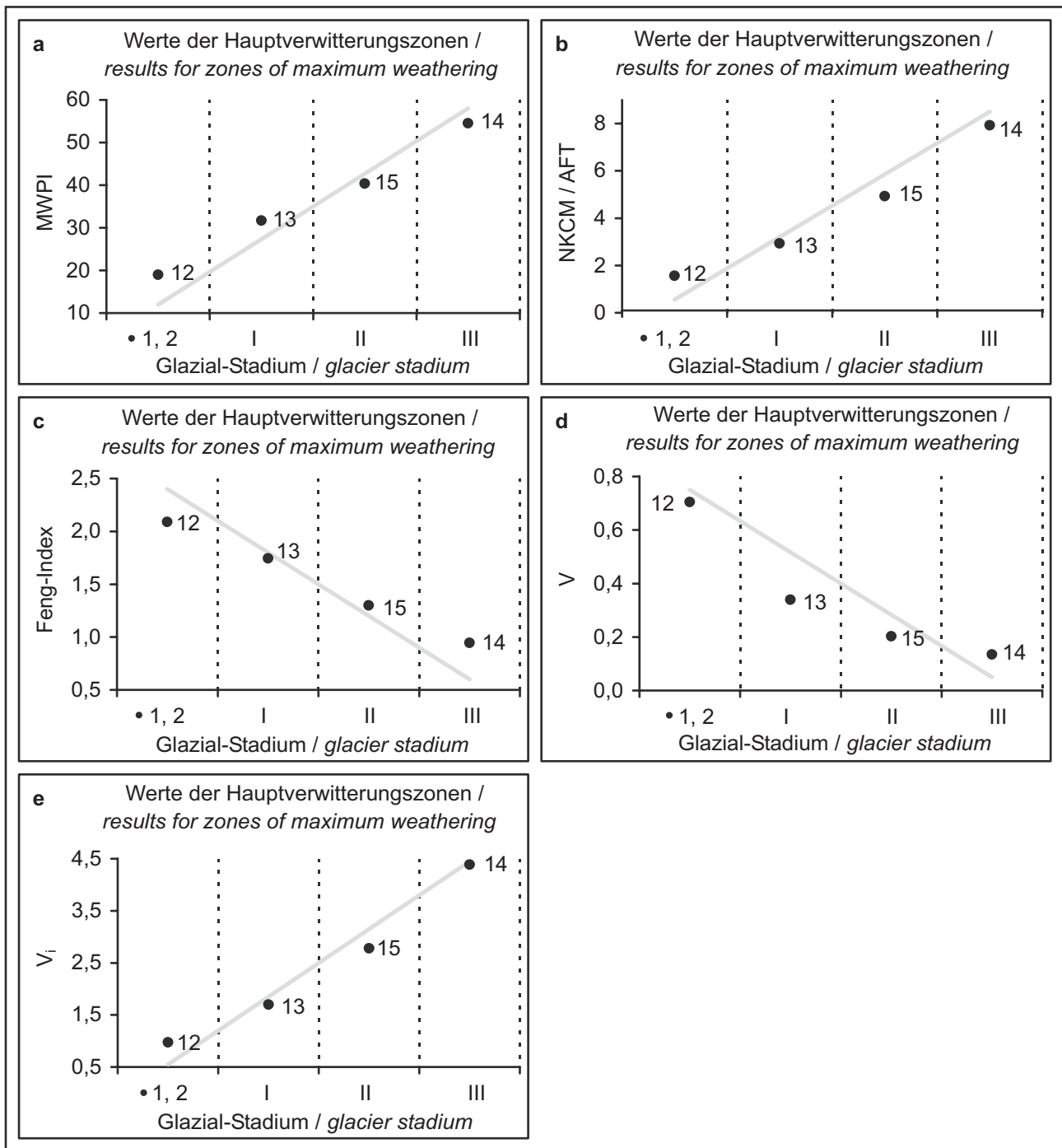
Figur 74: Beschreibung des Bodenprofils 13, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 74: Characterisation of soil profile 13, including laboratory results.



Figur 75: Beschreibung des Bodenprofils 14, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
 Figure 75: Characterisation of soil profile 14, including laboratory results.

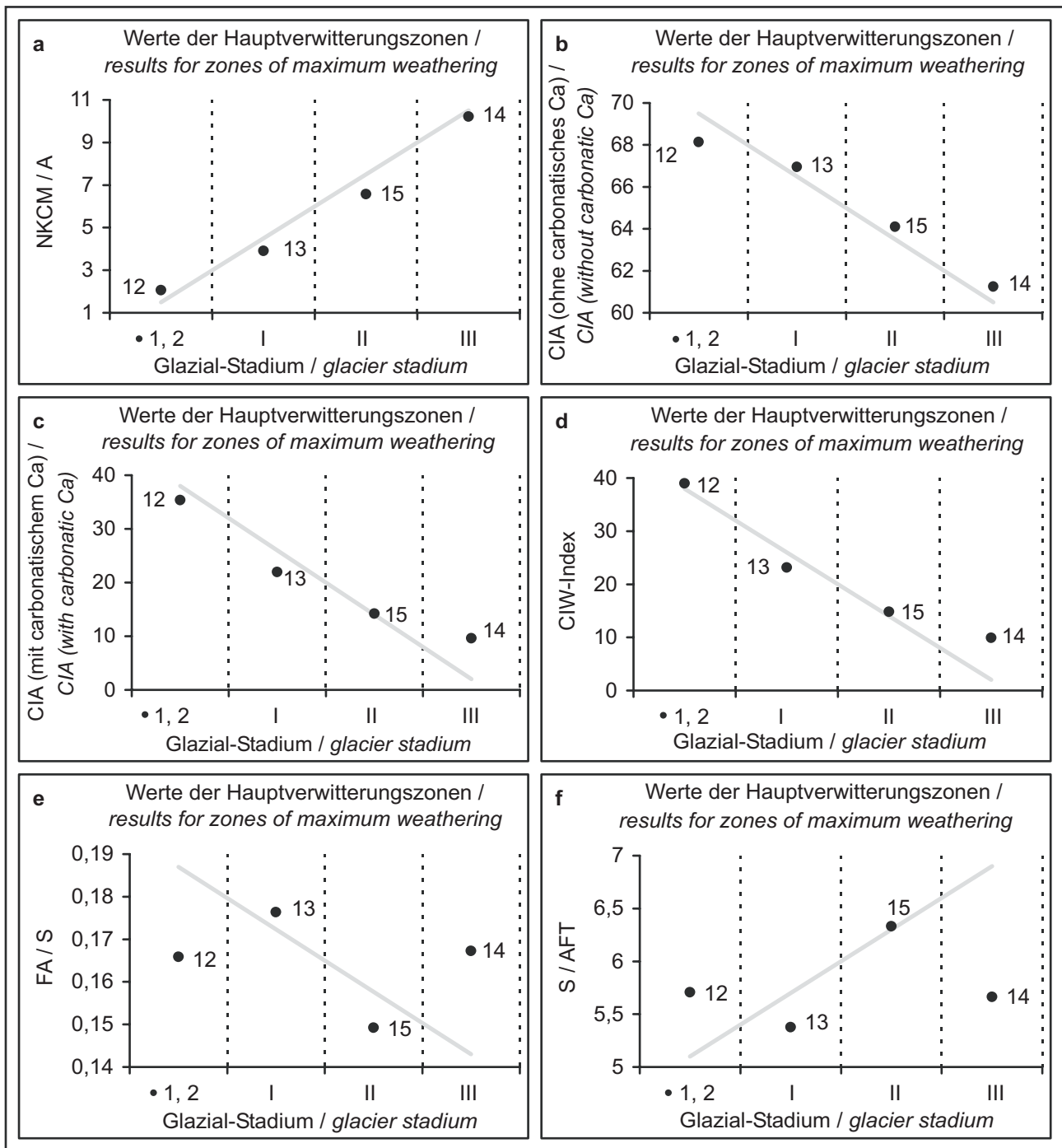


Figur 76: Beschreibung des Bodenprofils 15, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
 Figure 76: Characterisation of soil profile 15, including laboratory results.



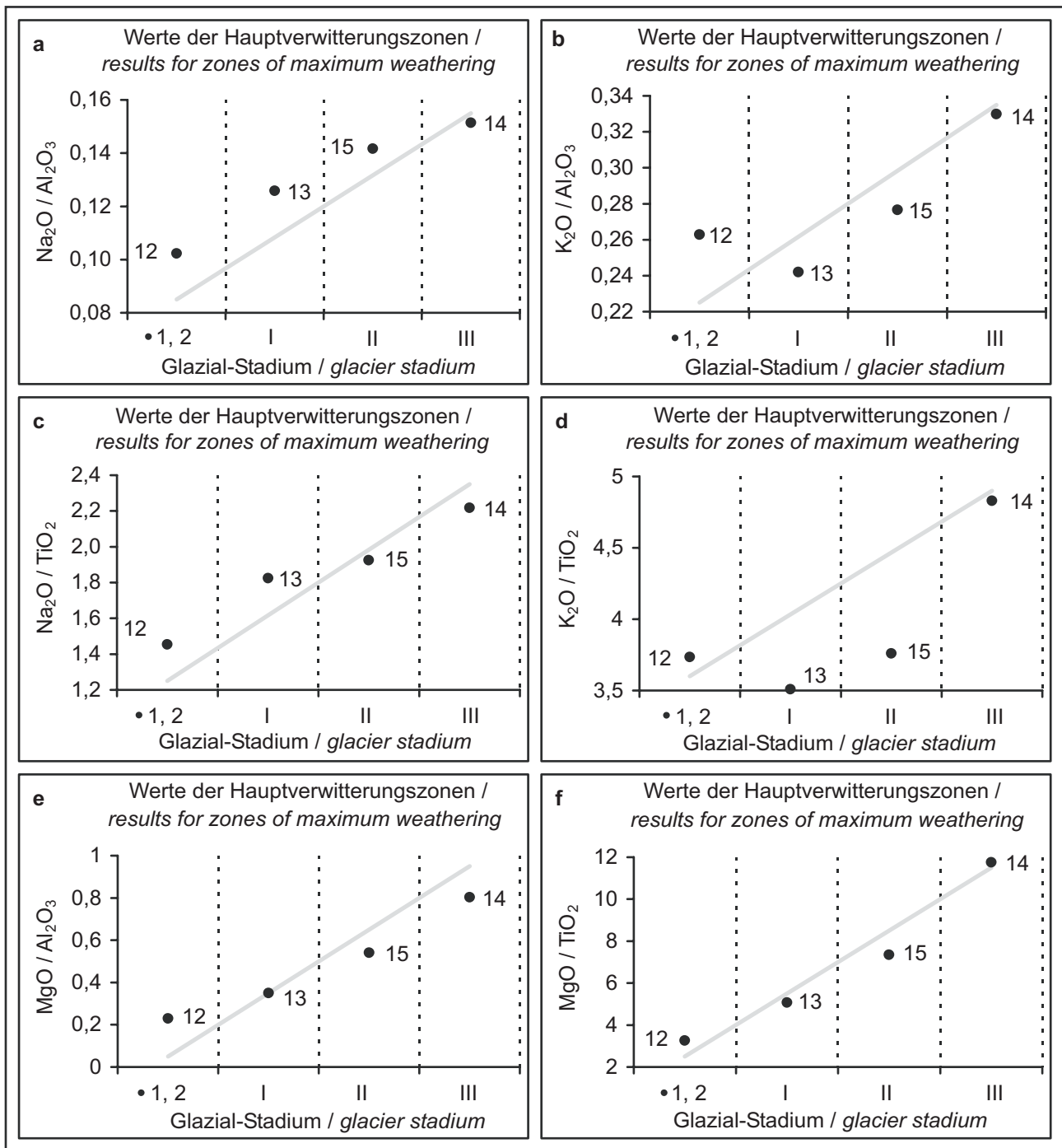
Figur 77a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V und V_i (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 77a-e: Results for the weathering indices MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V and V_i (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



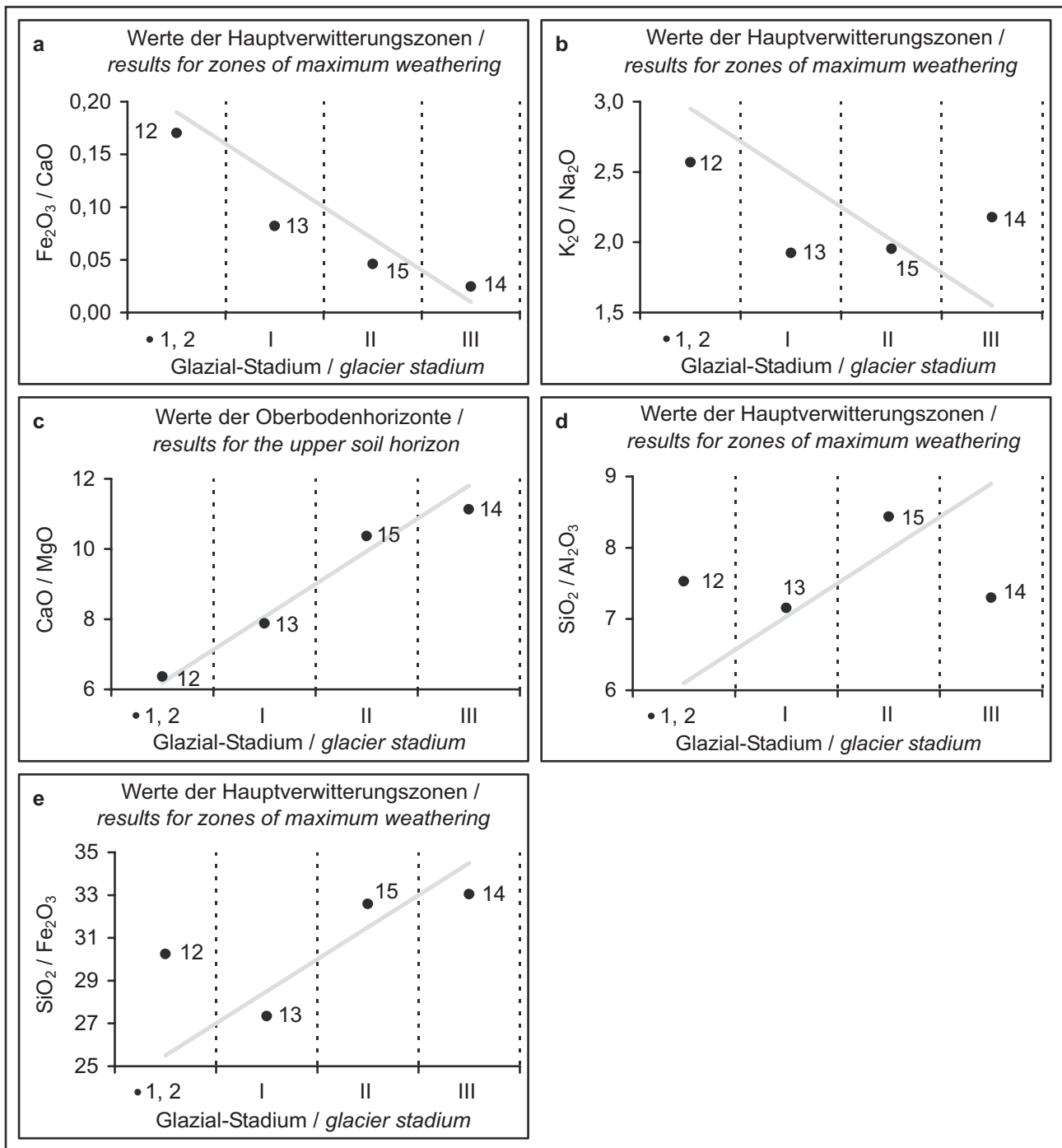
Figur 78a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $NKCM/A$, CIA (ohne carbonatisches Ca), CIA (mit carbonatischem Ca), CIW , FA/S und S/AFT (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 78a-f: Results for the weathering indices $NKCM/A$, CIA (without and with carbonatic Ca), CIW , FA/S and S/AFT (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



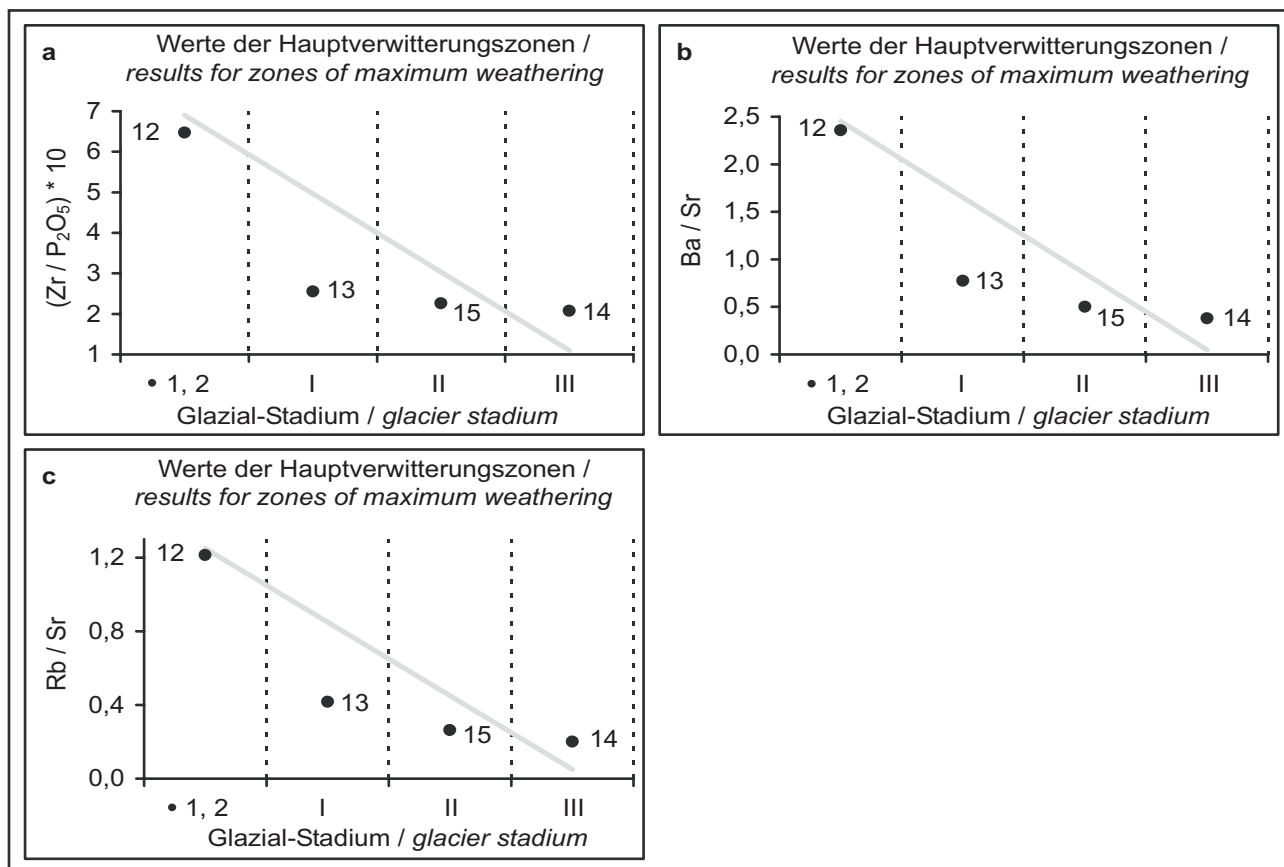
Figur 79a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ und MgO/TiO_2 (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 79a-f: Results for the weathering indices $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and MgO/TiO_2 (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



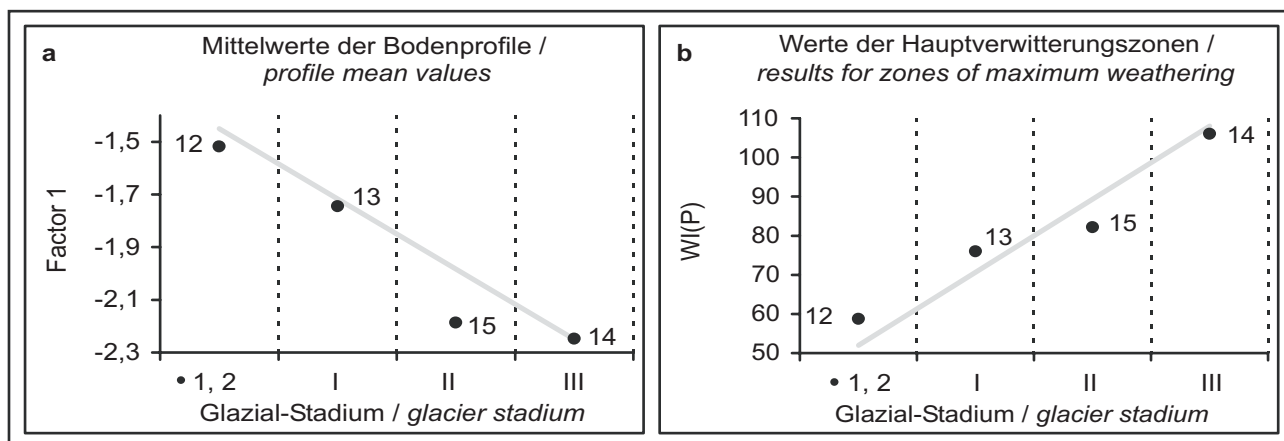
Figur 80a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (a-b, d-e, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen und CaO/MgO (c, vgl. Tabelle 3) für die Oberbodenhorizonte der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 80a-e: Results for the weathering indices $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, CaO/MgO , $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering or the upper horizon of soil profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



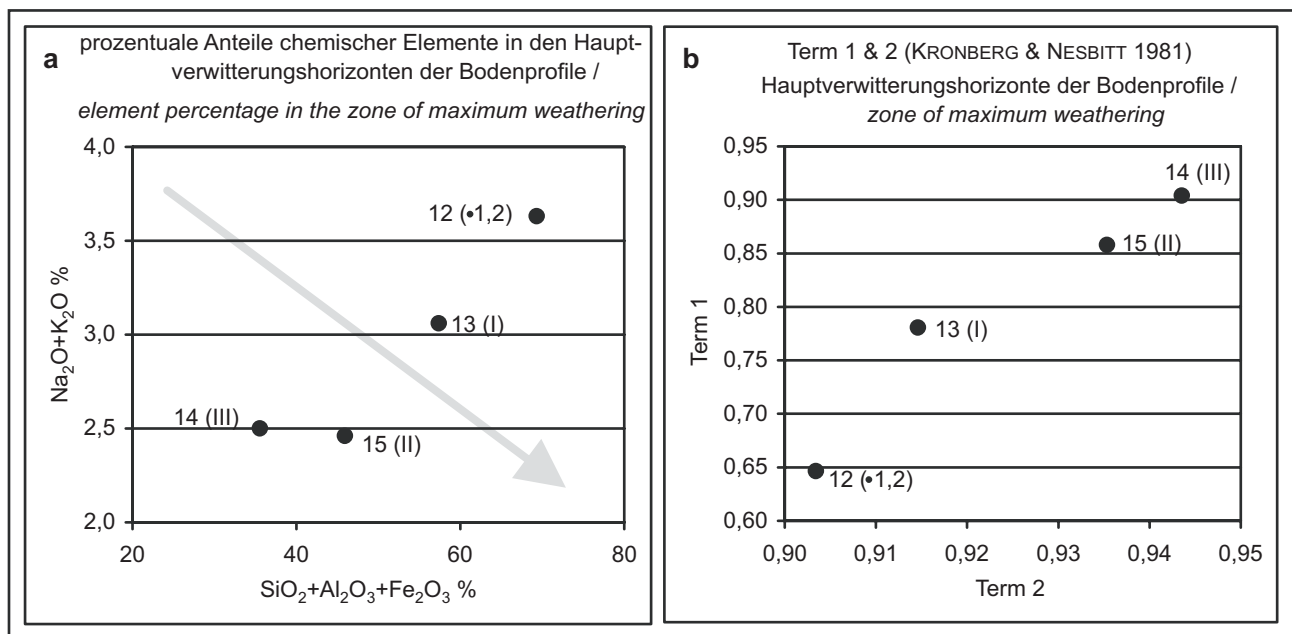
Figur 81a-c: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $(Zr/P_2O_5)*10$, Ba/Sr und Rb/Sr (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 81a-c: Results for the weathering indices $(Zr/P_2O_5)*10$, Ba/Sr and Rb/Sr (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



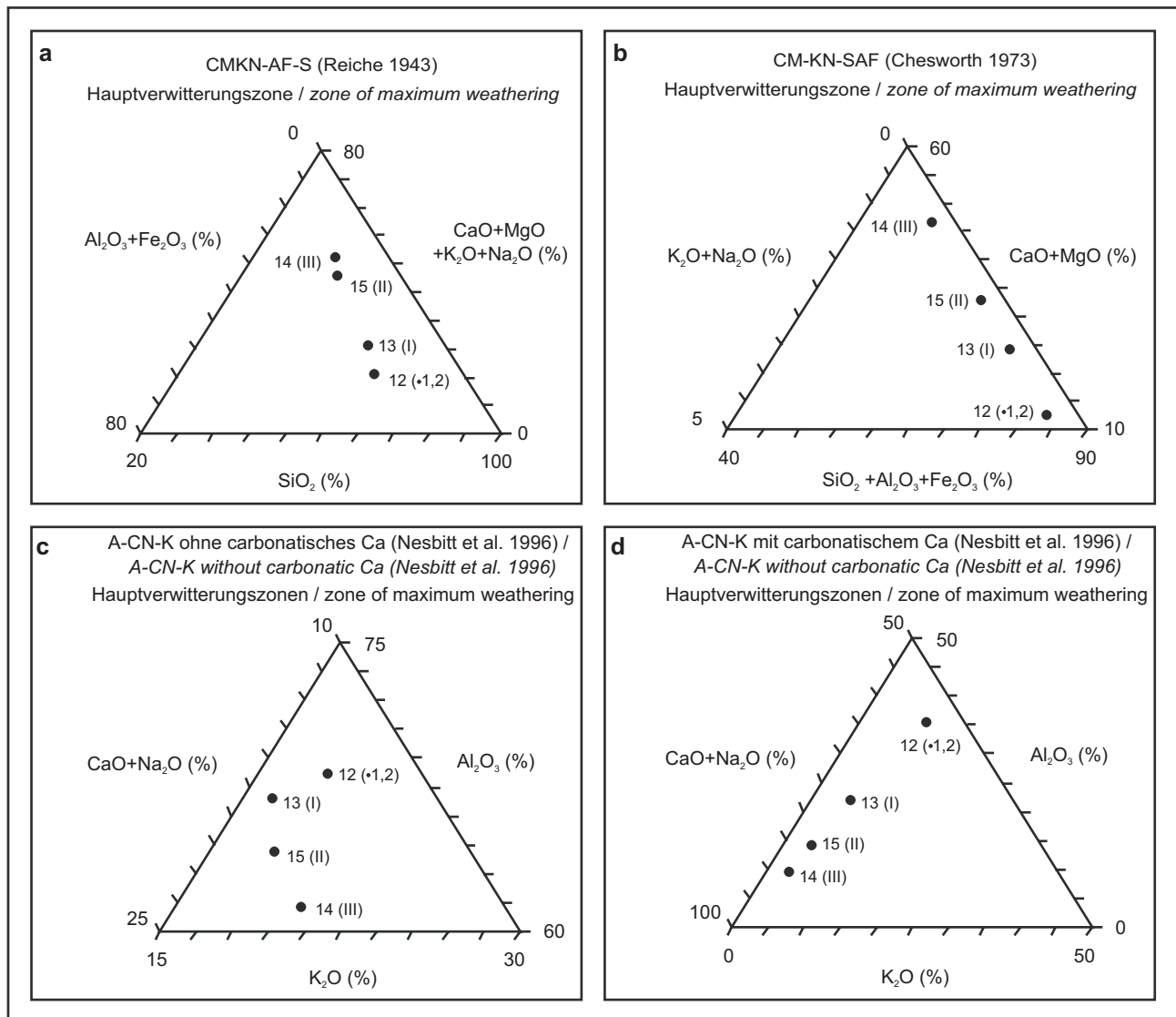
Figur 82a-b: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes Factor 1 (a, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen und WI(P) (b, vgl. Tabelle 3) für die Mittelwerte der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 82a-b: Results for the weathering indices Factor 1 and WI(P) (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering or the complete soil of profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



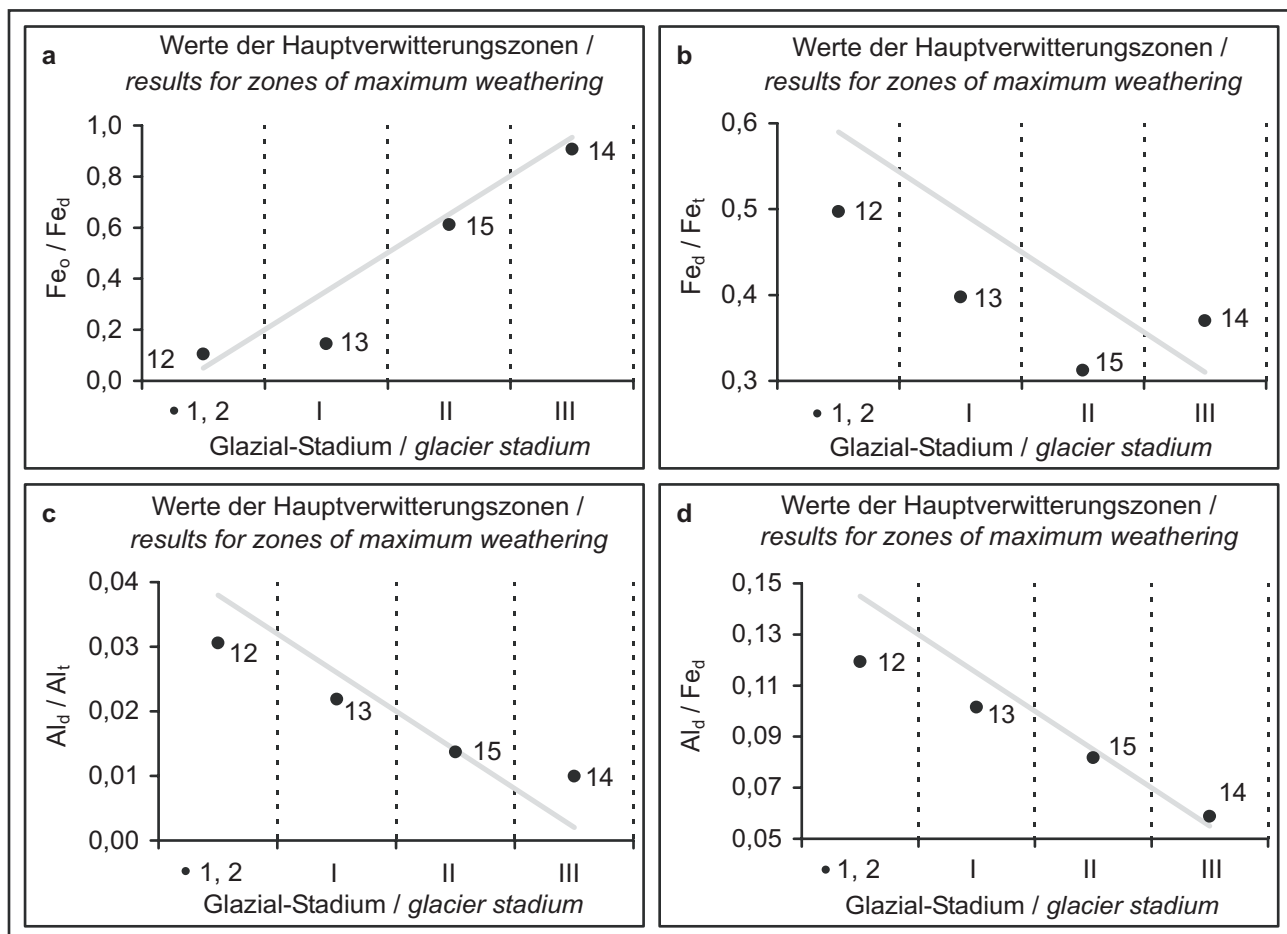
Figur 83a-b: Ergebnisse der Prozentanteile von ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) und ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) an der Gesamtelementmenge (a, vgl. Tabelle 3), sowie des Term 1 und Term 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981) (b, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Der theoretische Verwitterungstrend für diese auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindikatoren ist für Figur a durch den Pfeil gekennzeichnet und für Figur b der Darstellung in Figur 1 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungs-stadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1).

Figure 83a-b: Results for the percentage of ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) and ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) within the total element amount and Term 1 and Term 2 after KRONBERG & NESBITT (1981) (cf. table 3) in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey arrow in figure 83a and figure 1 mark the theoretically expected weathering trend of the indices.



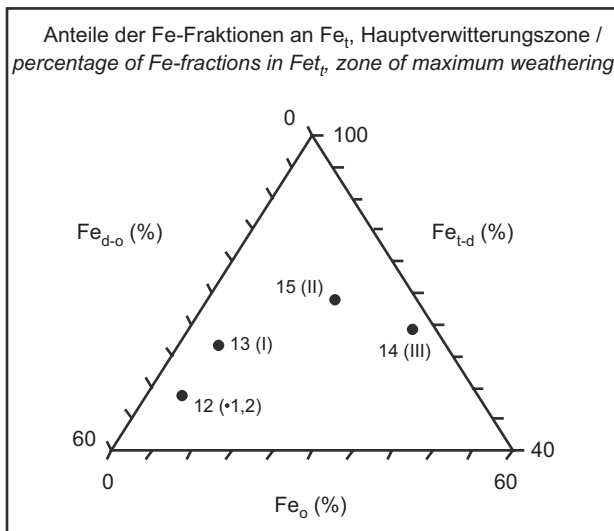
Figur 84a-d: Die Dreiecksdiagramme CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (ohne carbonatisches Ca) und A-CN-K (mit carbonatischem Ca) (vgl. Tabelle 3). Die Anteile der Elemente bzw. Elementgruppen für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist den Darstellungen in den Figuren 2-4 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1).

Figure 84a-d: Ternary diagrams CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (without and with carbonatic Ca) (cf. table 3). The percentage of elements and element groups for the zone of maximum weathering of the soil profiles 12, 13, 14 and 15 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 2-4. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given.



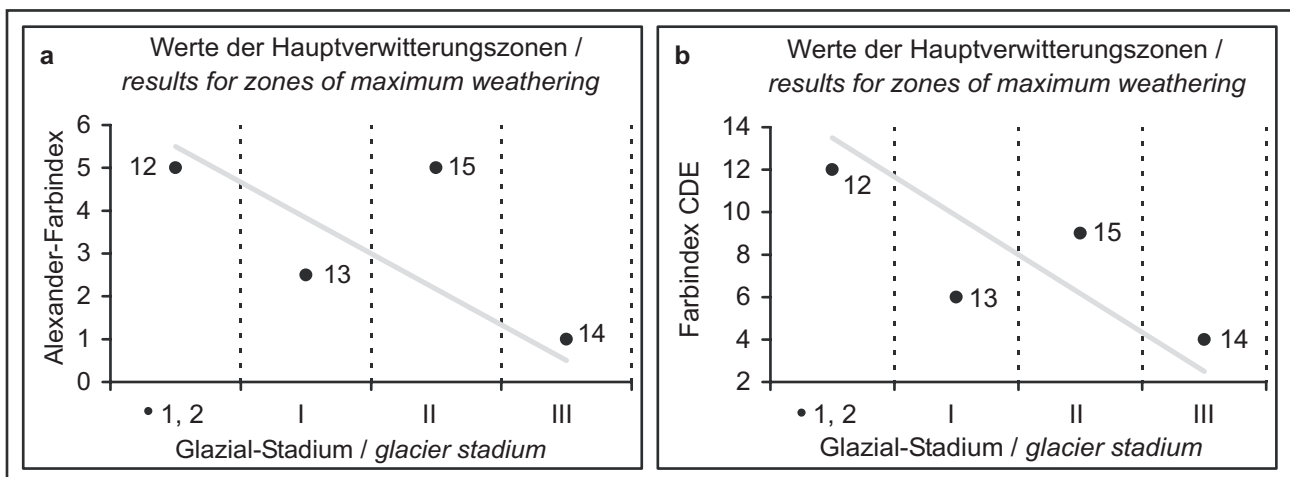
Figur 85a-d: Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide beruhenden Verwitterungsindizes Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t , Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 85a-d: Results for the weathering indices Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t , Al_d/Al_t and Al_d/Fe_d (cf. table 4) based on the development of pedogenic oxides in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



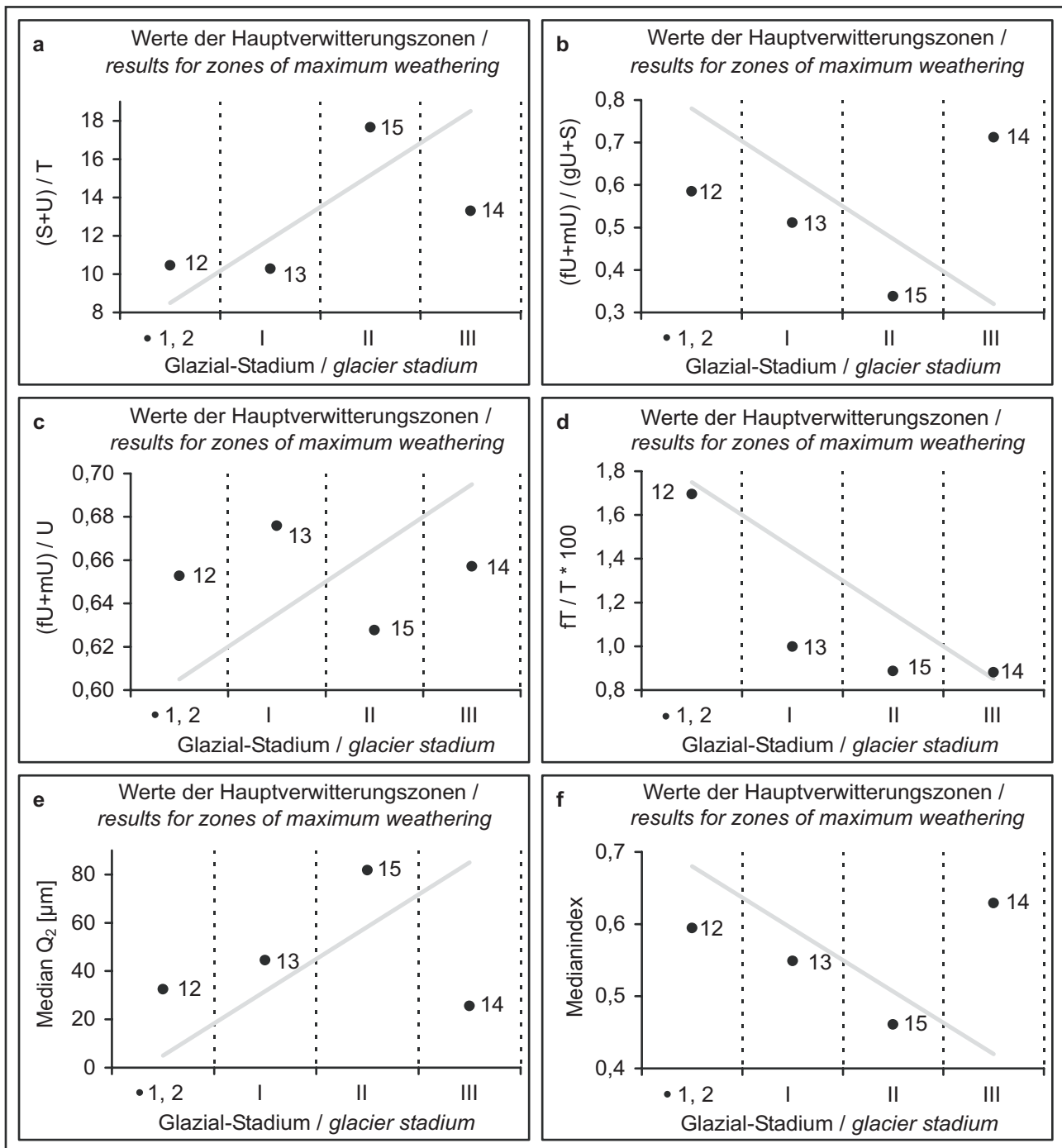
Figur 86: Dreiecksdiagramm mit den Prozentanteilen des silikatischen Fe (Fe_{t-d}), der kristallinen pedogenen Fe-Oxide (Fe_{d-o}) und der amorphen pedogenen Fe-Oxide (Fe_o) am Gesamteisen (Fe_t) (vgl. Tabelle 4). Die Anteile der Fe-Fractionen in den Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist der Darstellung in Figur 5 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1).

Figure 86: Ternary diagrams with percentage of silicate bound Fe (Fe_{t-d}), crystalline pedogene Fe (Fe_{d-o}) and amorphous pedogene Fe-oxides (Fe_o) within total Fe (Fe_t) (cf. table 4). The results for the zone of maximum extent of weathering of soil profile 12, 13, 14 and 15 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 5. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given.



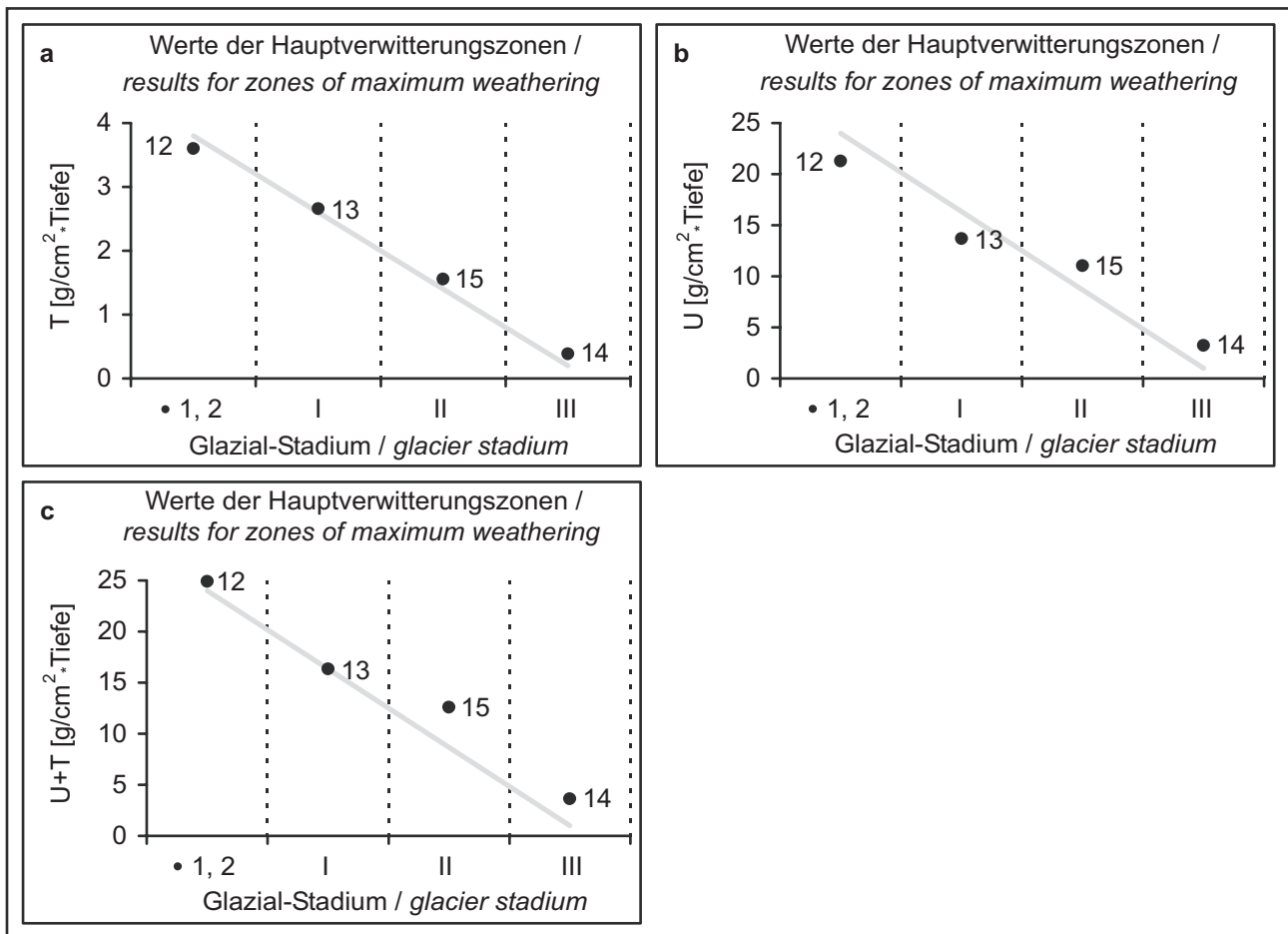
Figur 87a-b: Ergebnisse der auf der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes Alexander-Farbindex und CDE (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 87a-b: Results for the weathering indices Alexander-Farbindex and CDE (cf. table 4) based on the soil colour in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



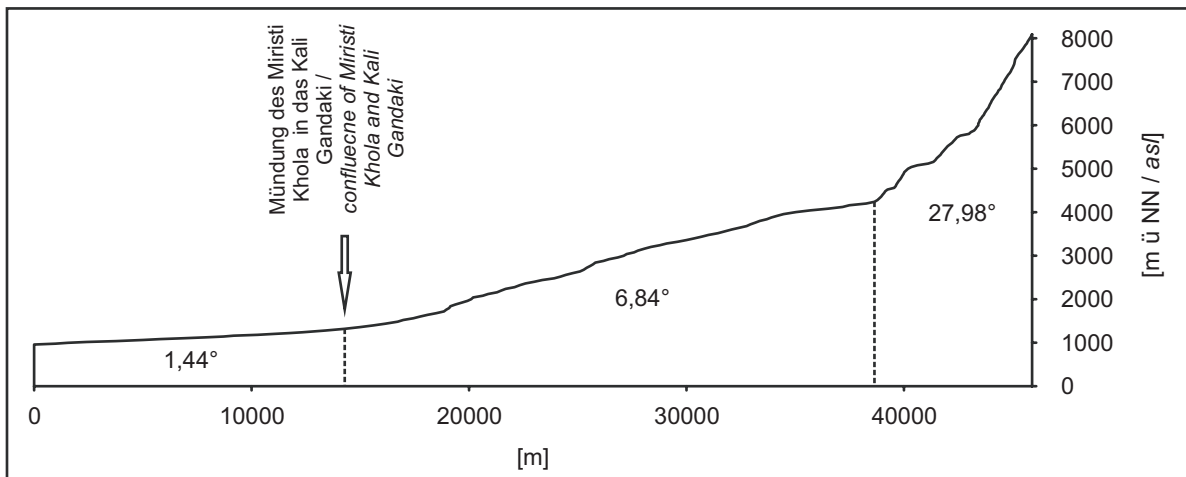
Figur 88a-f: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T*100$, Median Q_2 und Medianindex (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 88a-f: Results for the weathering indices $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T*100$, Median Q_2 and Medianindex (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



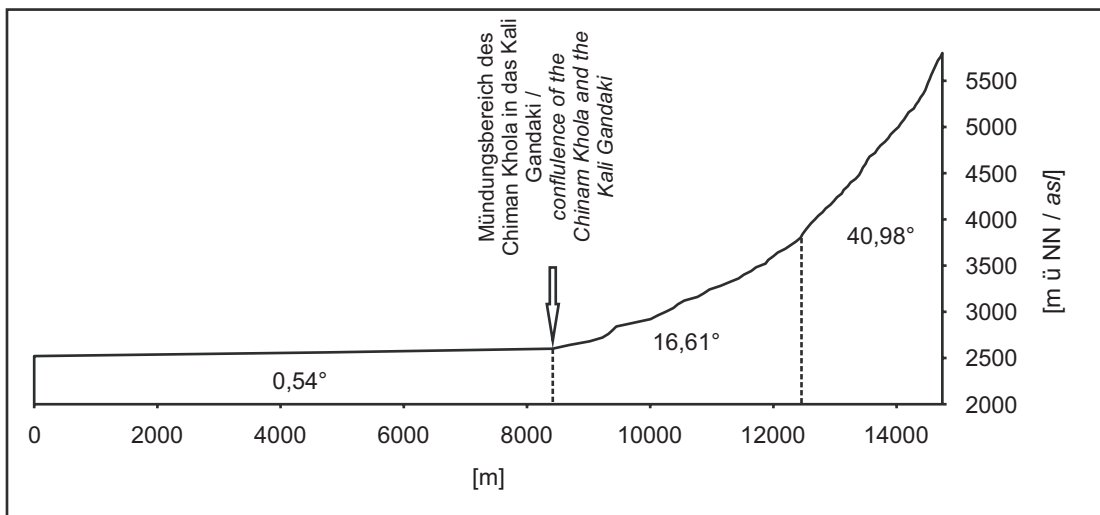
Figur 89a-c: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindikatoren Tonmasse, Schluffmasse, und Summe aus Ton- und Schluffmasse (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 12, 13, 14 und 15. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 89a-c: Results for the weathering indicators clay mass, silt mass and sum of clay and silt mass (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 12, 13, 14 and 15 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



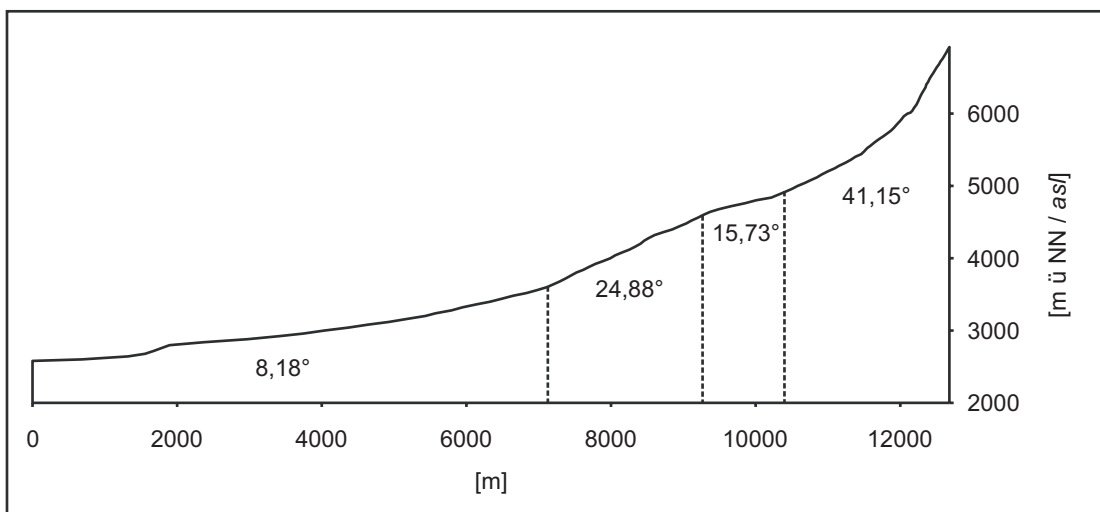
Figur 90: Tallängsprofil des Miristi Khola und des Kali Gandaki bis zur Mündung des Aul Khola, mit Neigungswinkeln, 2-fach überhöht.

Figure 90: Longitudinal profile of the Miristi Khola and Kali Gandaki down to the Aul Khola tributary, exaggeration 1:2.



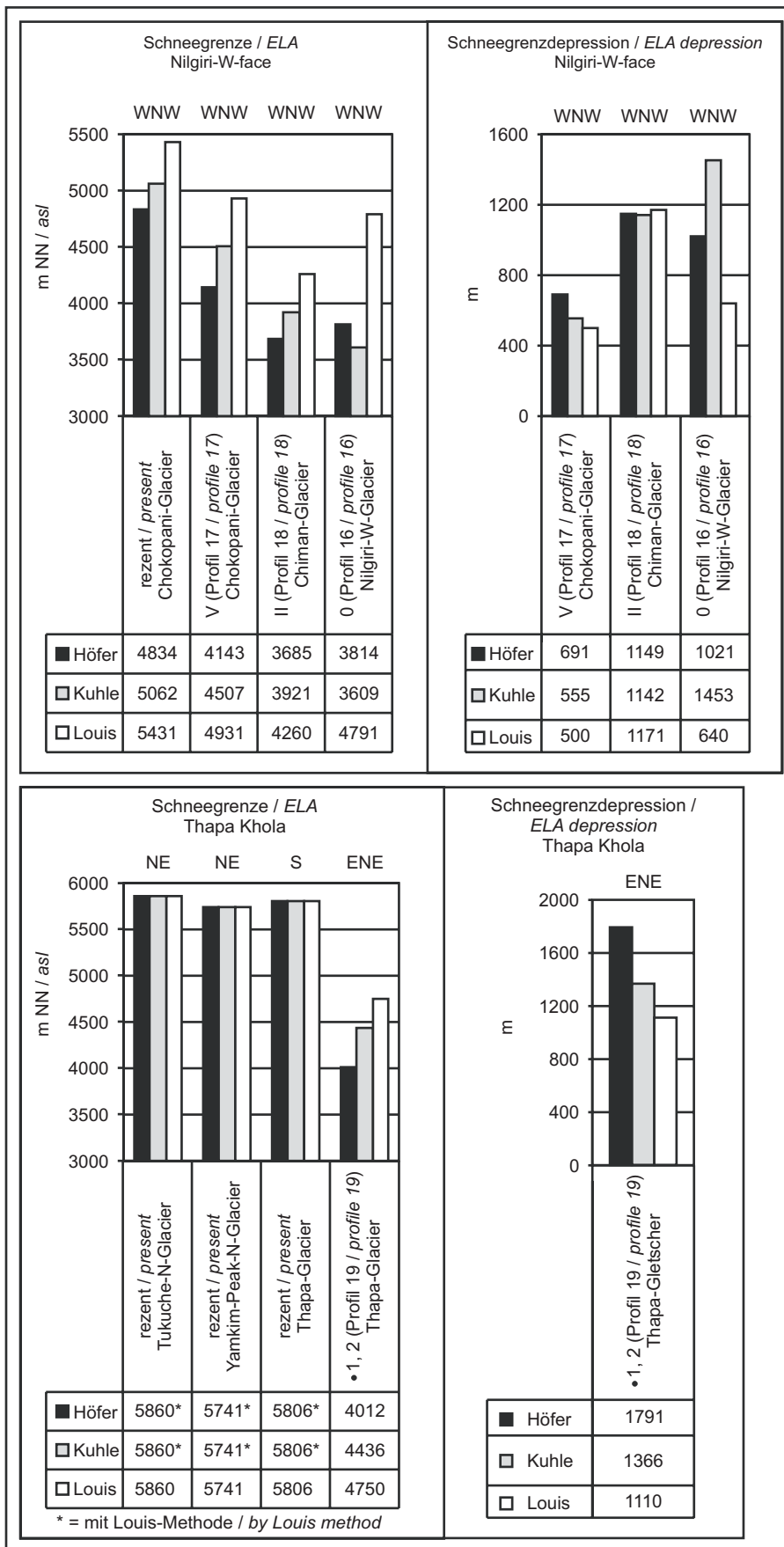
Figur 91: Tallängsprofil des Chimam Khola, mit Neigungswinkeln, 1,5-fach überhöht.

Figure 91: Longitudinal profile of the Chimam Khola, exaggeration 1:1.5.



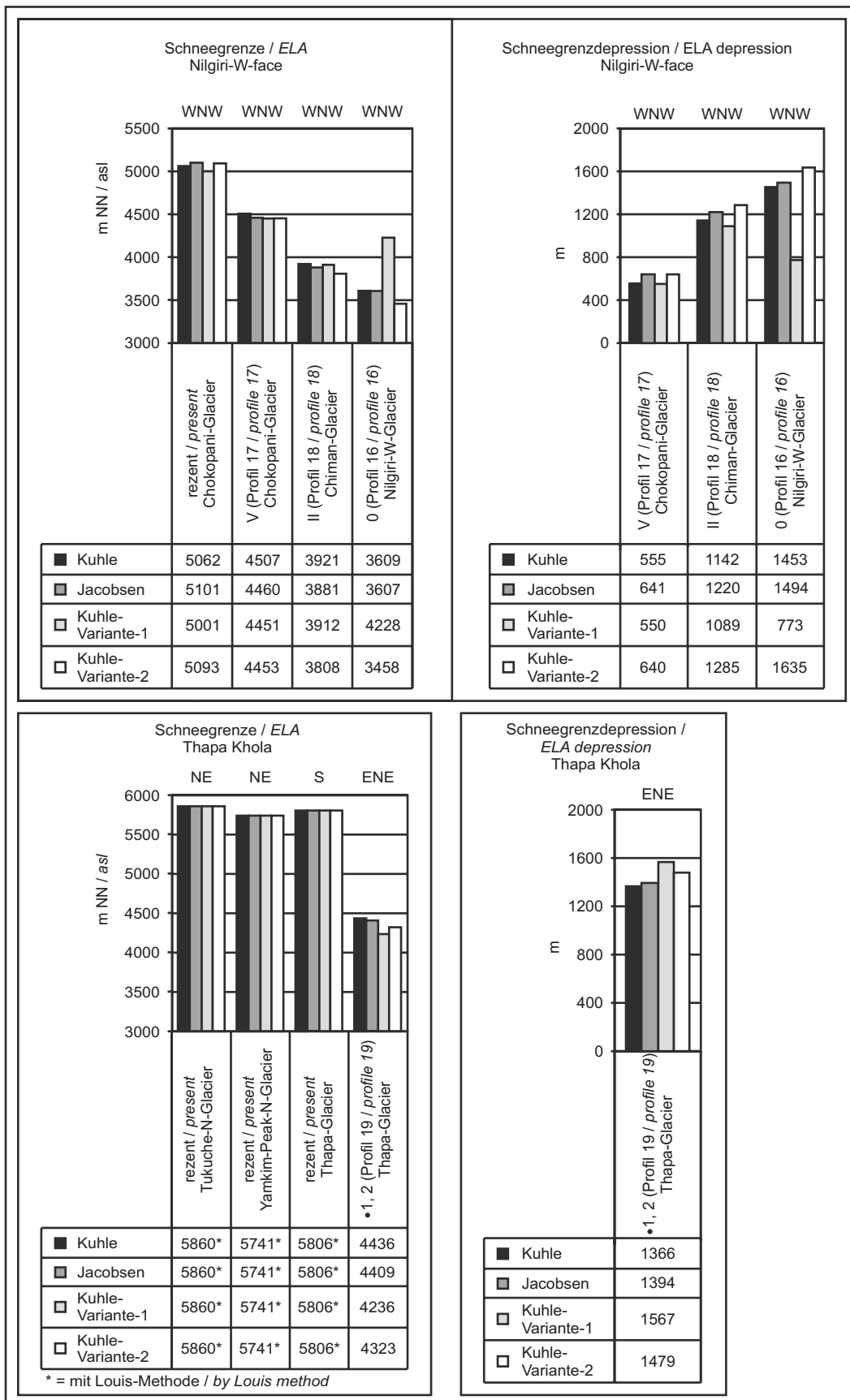
Figur 92: Tallängsprofil des Thapa Khol als Mittelwert der drei Ursprungstäler, mit Neigungswinkeln.

Figure 92: Longitudinal profile of the Thapa Khola as mean of its three source valleys.



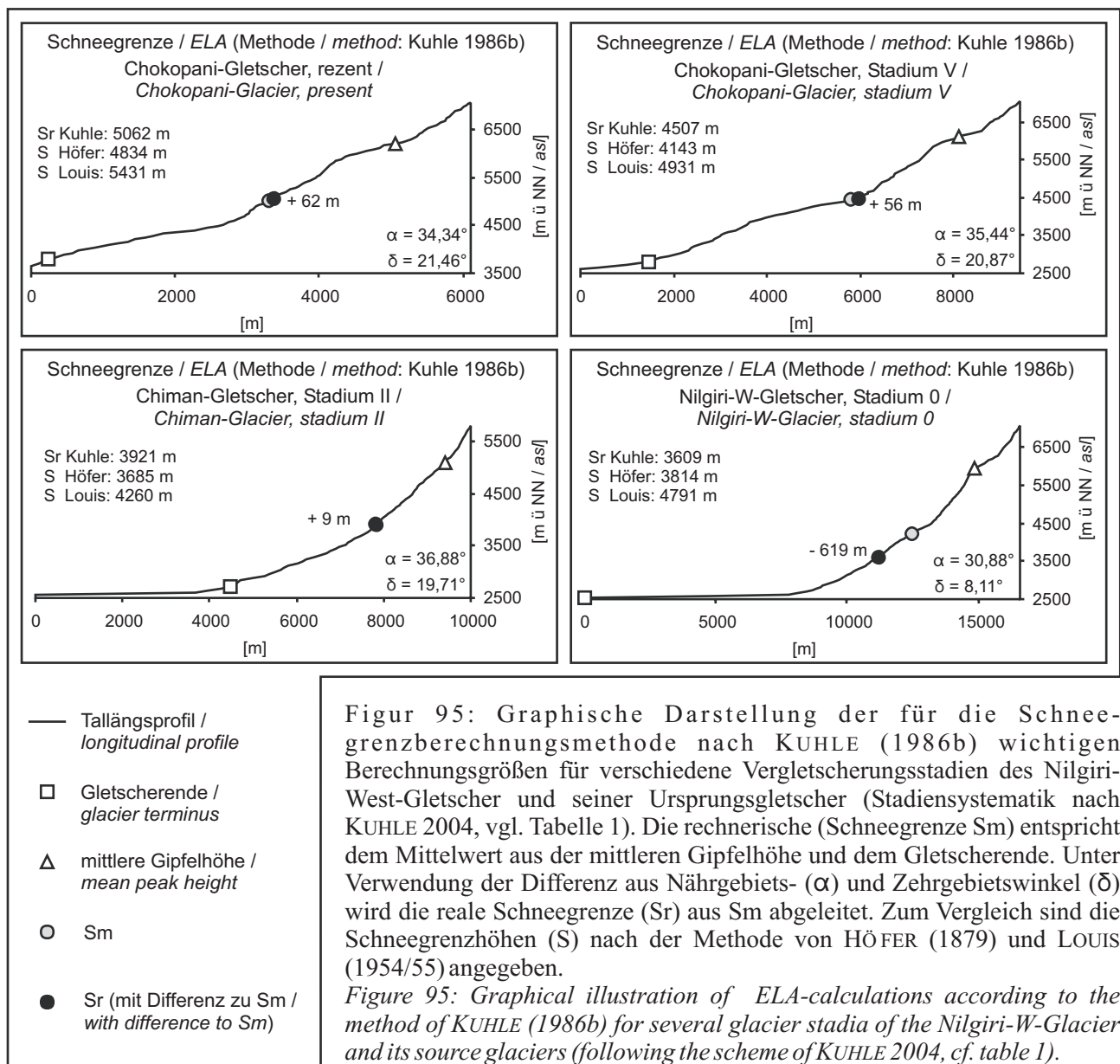
Figur 93: Für die Gletscher der Nilgiri-W-Abdachung und des Thapa Khola berechnete rezente und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von HÖFER (1879), KUHLE (1986b) und LOUIS (1954/55).

Figure 93: ELA and ELA depressions for the glaciers on the Nilgiri-W-face and along the Thapa Khola according to the methods of HÖFER (1879), KUHLE (1986b) and LOUIS (1954/55).



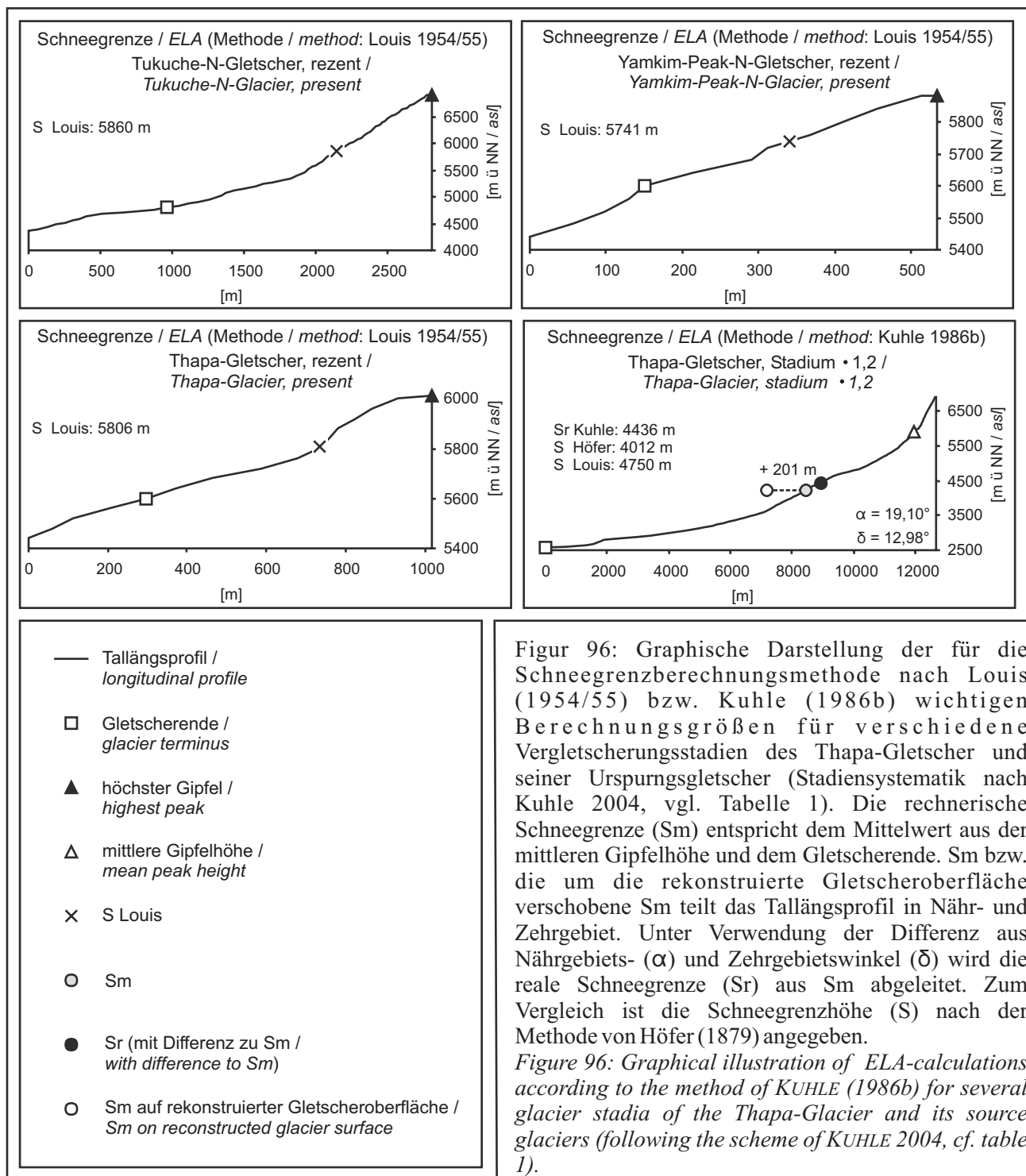
Figur 94: Für die Gletscher der Nilgiri-W-Abdachung und des Thapa Kholas berechnete rezente und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von KUHLE (1986b) und JACOBSEN (1990), sowie Kuhle-Variante-1 und Kuhle-Variante-2 (vgl. Kapitel 2.1.2).

Figure 94: ELA and ELA depressions for the glacier along the Nilgiri-W-face and the Thapa Khola according to the methods of KUHLE (1986b) and JACOBSEN (1990), as well as Kuhle-Variante-1 and Kuhle-Variante-2 (cf. chapter 2.1.2).



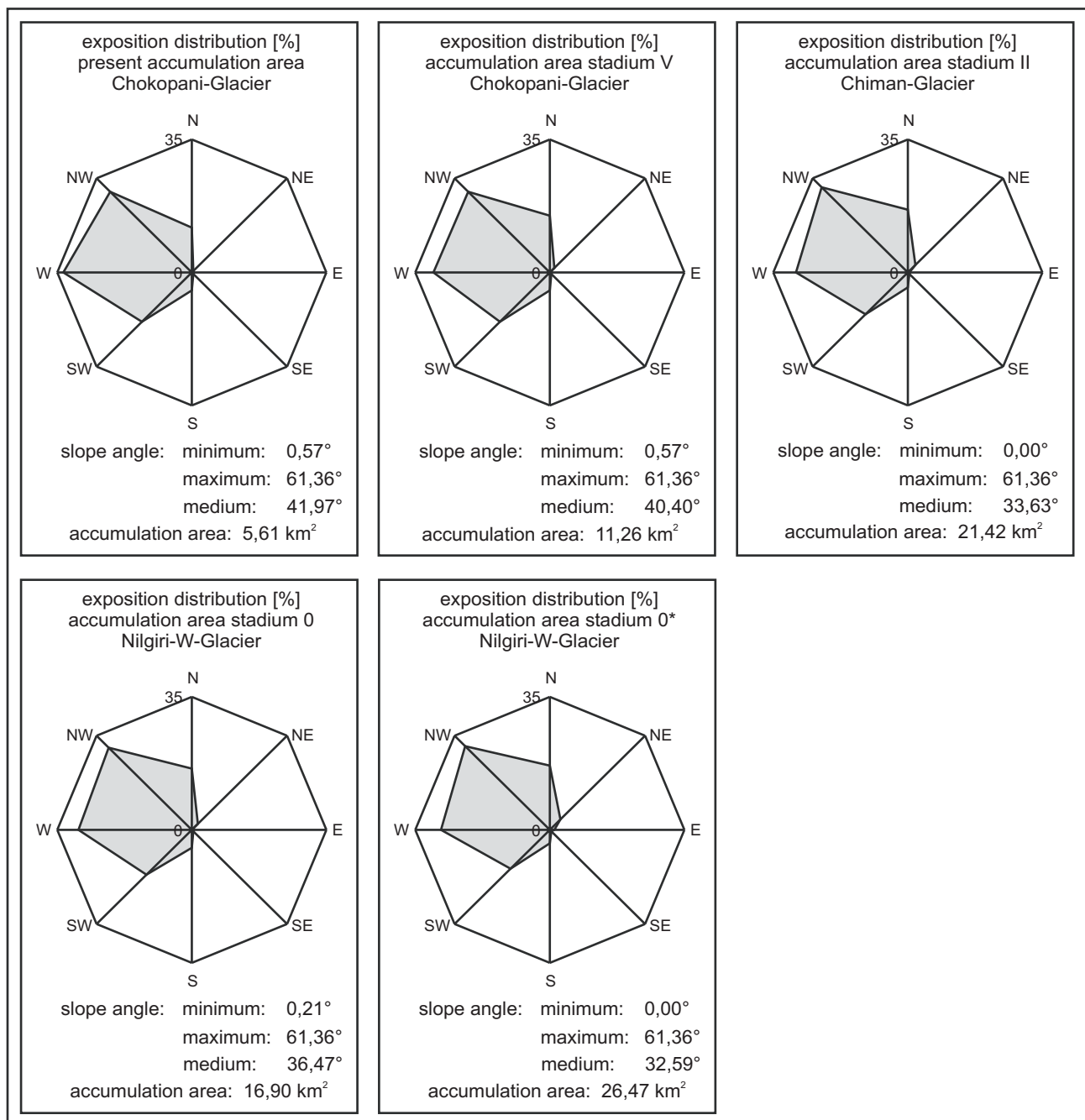
Figur 95: Graphische Darstellung der für die Schneegrenzberechnungsmethode nach KUHLE (1986b) wichtigen Berechnungsgrößen für verschiedene Vergletscherungsstadien des Nilgiri-West-Gletscher und seiner Ursprungsgletscher (Stadiensystematik nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die rechnerische (Schneegrenze Sm) entspricht dem Mittelwert aus der mittleren Gipfelhöhe und dem Gletscherende. Unter Verwendung der Differenz aus Nährgebiets- (α) und Zehrgebietswinkel (δ) wird die reale Schneegrenze (Sr) aus Sm abgeleitet. Zum Vergleich sind die Schneegrenzhöhen (S) nach der Methode von HÖFER (1879) und LOUIS (1954/55) angegeben.

Figure 95: Graphical illustration of ELA-calculations according to the method of KUHLE (1986b) for several glacier stadia of the Nilgiri-W-Glacier and its source glaciers (following the scheme of KUHLE 2004, cf. table 1).



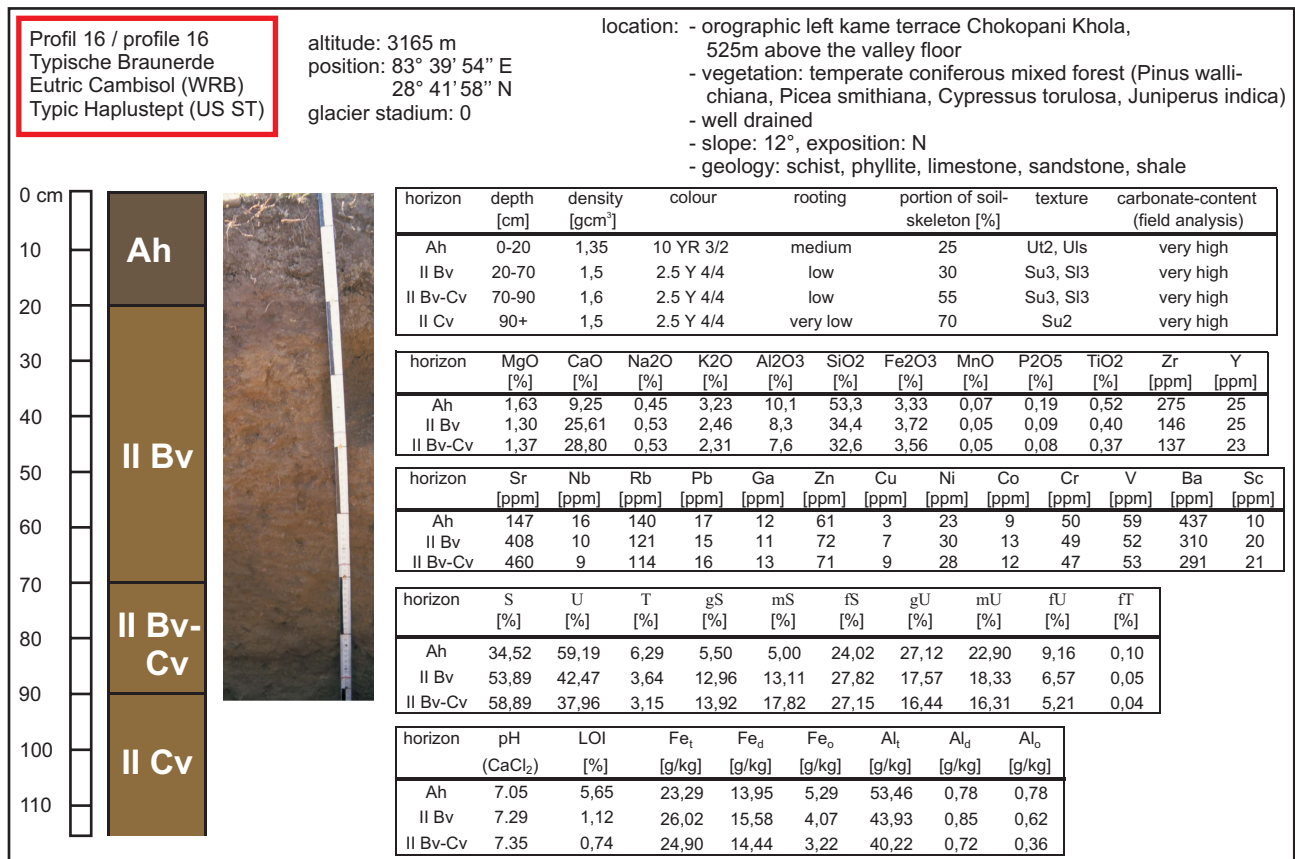
Figur 96: Graphische Darstellung der für die Schneegrenzberechnungsmethode nach Louis (1954/55) bzw. Kuhle (1986b) wichtigen Berechnungsgrößen für verschiedene Vergletscherungsstadien des Thapa-Gletscher und seiner Ursprungsgletscher (Stadiensystematik nach Kuhle 2004, vgl. Tabelle 1). Die rechnerische Schneegrenze (Sm) entspricht dem Mittelwert aus der mittleren Gipfelhöhe und dem Gletscherende. Sm bzw. die um die rekonstruierte Gletscheroberfläche verschobene Sm teilt das Tallängsprofil in Nähr- und Zehrgebiet. Unter Verwendung der Differenz aus Nährgebiets- (α) und Zehrgebietswinkel (δ) wird die reale Schneegrenze (Sr) aus Sm abgeleitet. Zum Vergleich ist die Schneegrenzhöhe (S) nach der Methode von Höfer (1879) angegeben.

Figure 96: Graphical illustration of ELA-calculations according to the method of KUHLE (1986b) for several glacier stadia of the Thapa-Glacier and its source glaciers (following the scheme of KUHLE 2004, cf. table 1).

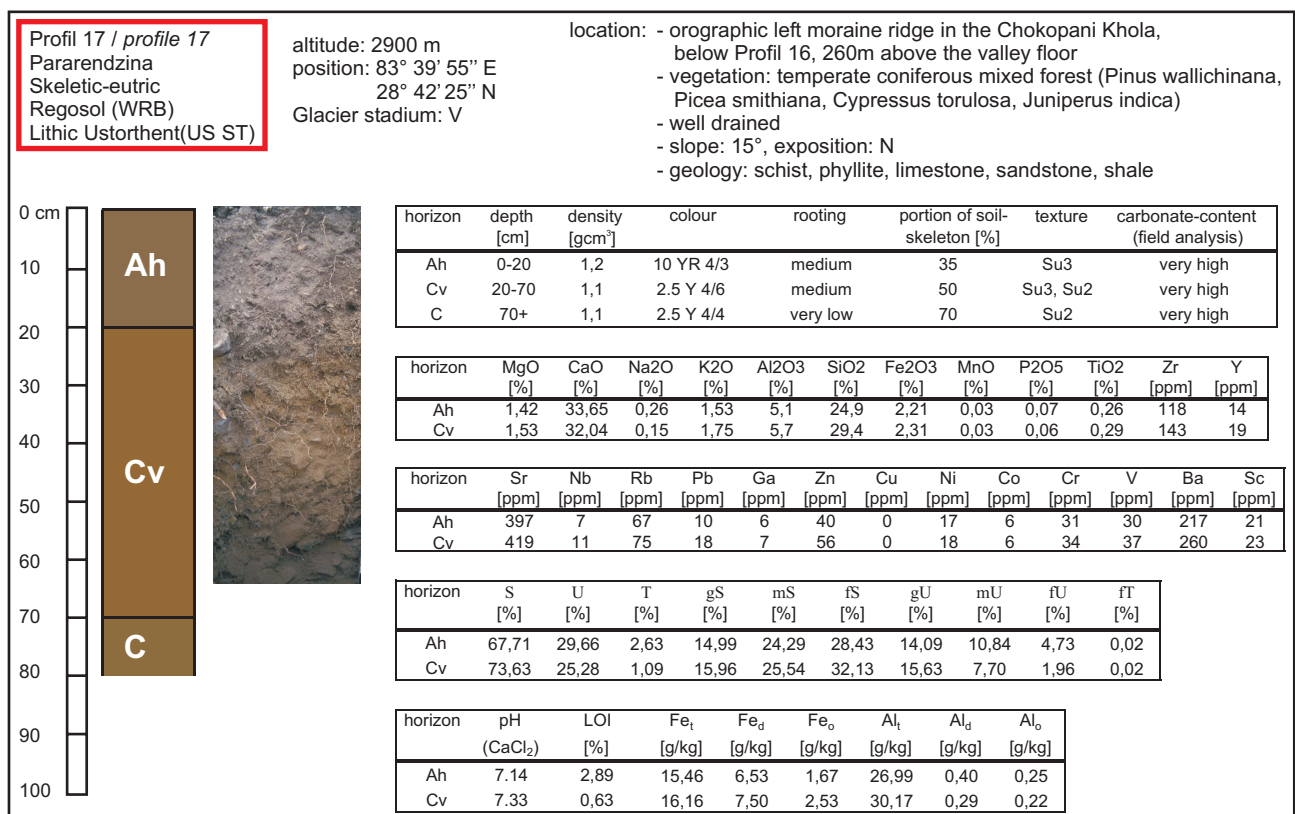


Figur 97: Prozentuale Expositionsverteilung, minimale, maximale und mittlere Hangneigung, sowie die Flächengröße der Nährgebiete des Nilgiri-West-Gletscher und seiner Ursprungsgletscher während verschiedener Vergletscherungsstadien (Stadien nach KUHLE (2004), vgl. Tabelle 1). Die Nährgebietsfläche ist auf die nach KUHLE (1986b) berechnete Schneegrenze und den rezenten Talboden bezogen. Bei der Schneegrenzberechnung wurde bei Stadium 0 Gletschergruppe II verwendet, bei Stadium 0* hingegen Gletschergruppe IV (vgl. Tabelle 2).

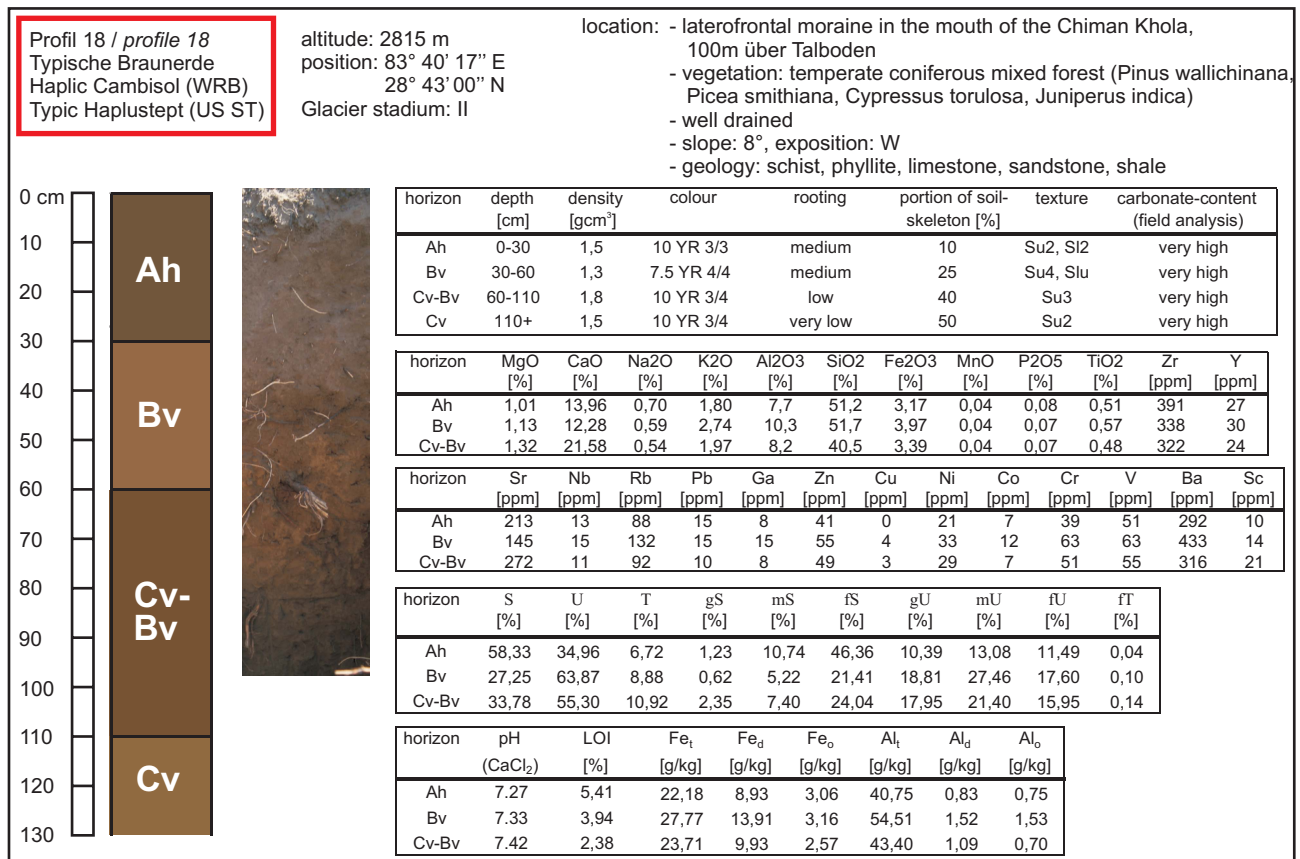
Figure 97: Exposition distribution within the glacier accumulation area.



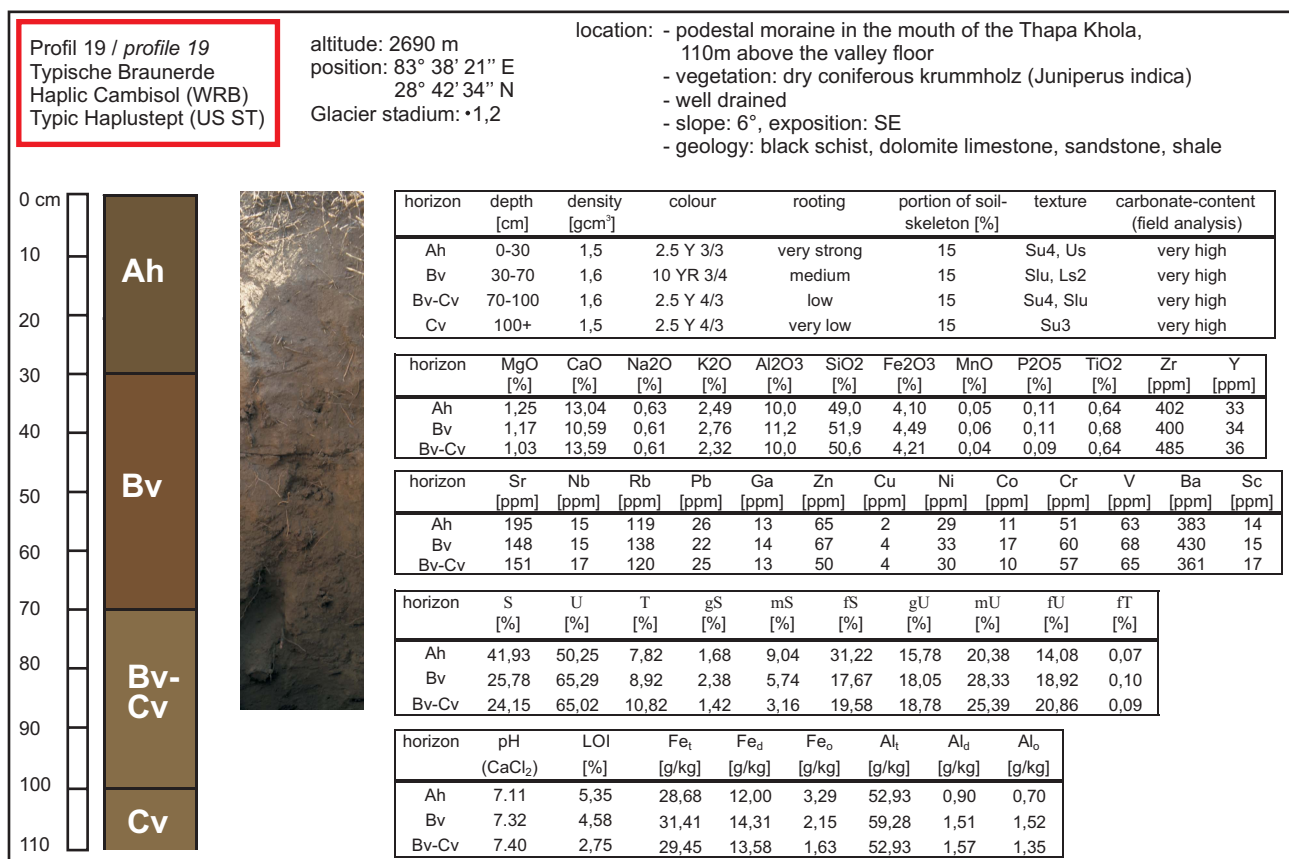
Figur 98: Beschreibung des Bodenprofils 16, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 98: Characterisation of soil profile 16, including laboratory results.



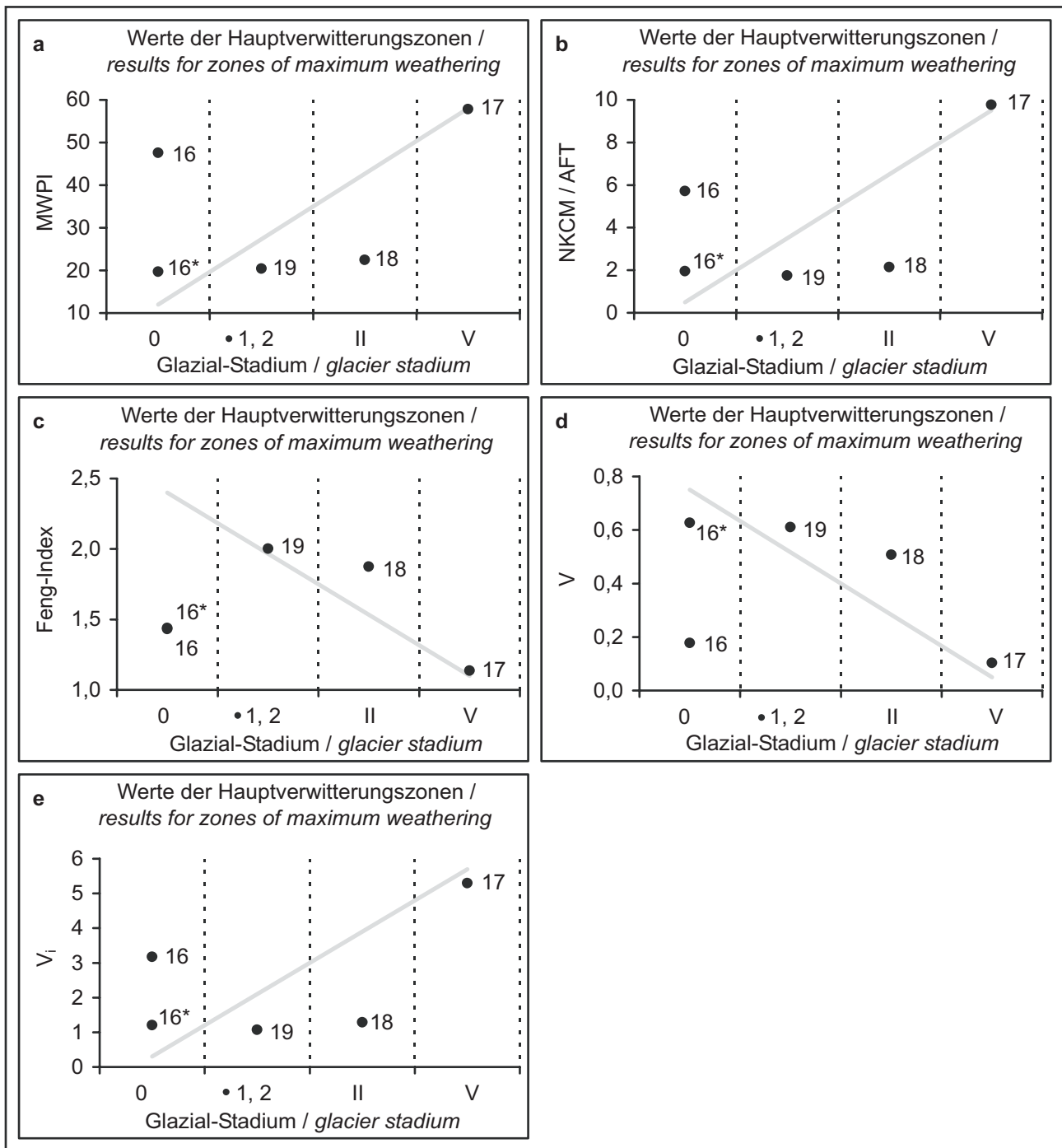
Figur 99: Beschreibung des Bodenprofils 17, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 99: Characterisation of soil profile 17, including laboratory results.



Figur 100: Beschreibung des Bodenprofils 18, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 100: Characterisation of soil profile 18, including laboratory results.

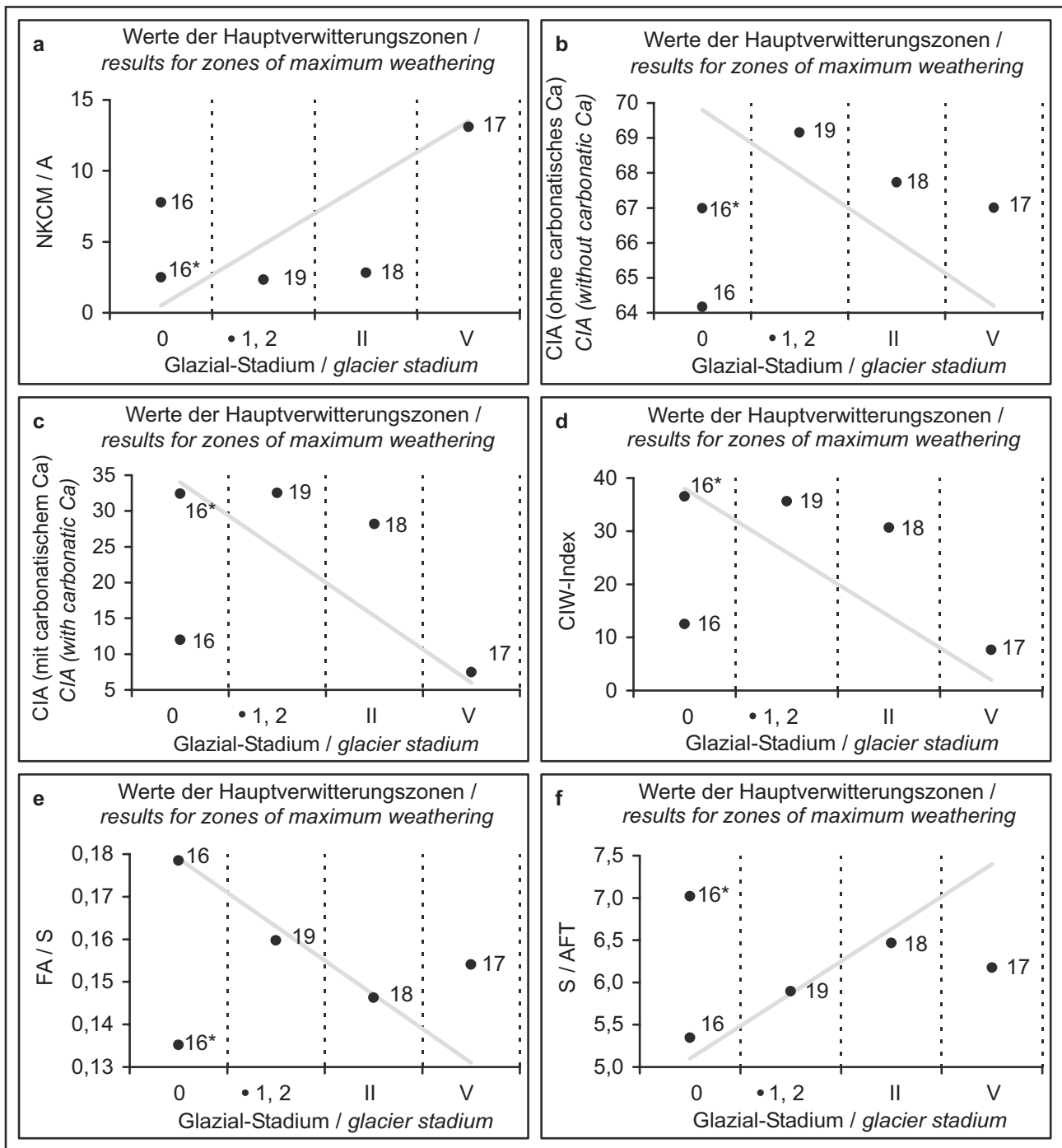


Figur 101: Beschreibung des Bodenprofils 19, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 101: Characterisation of soil profile 19, including laboratory results.



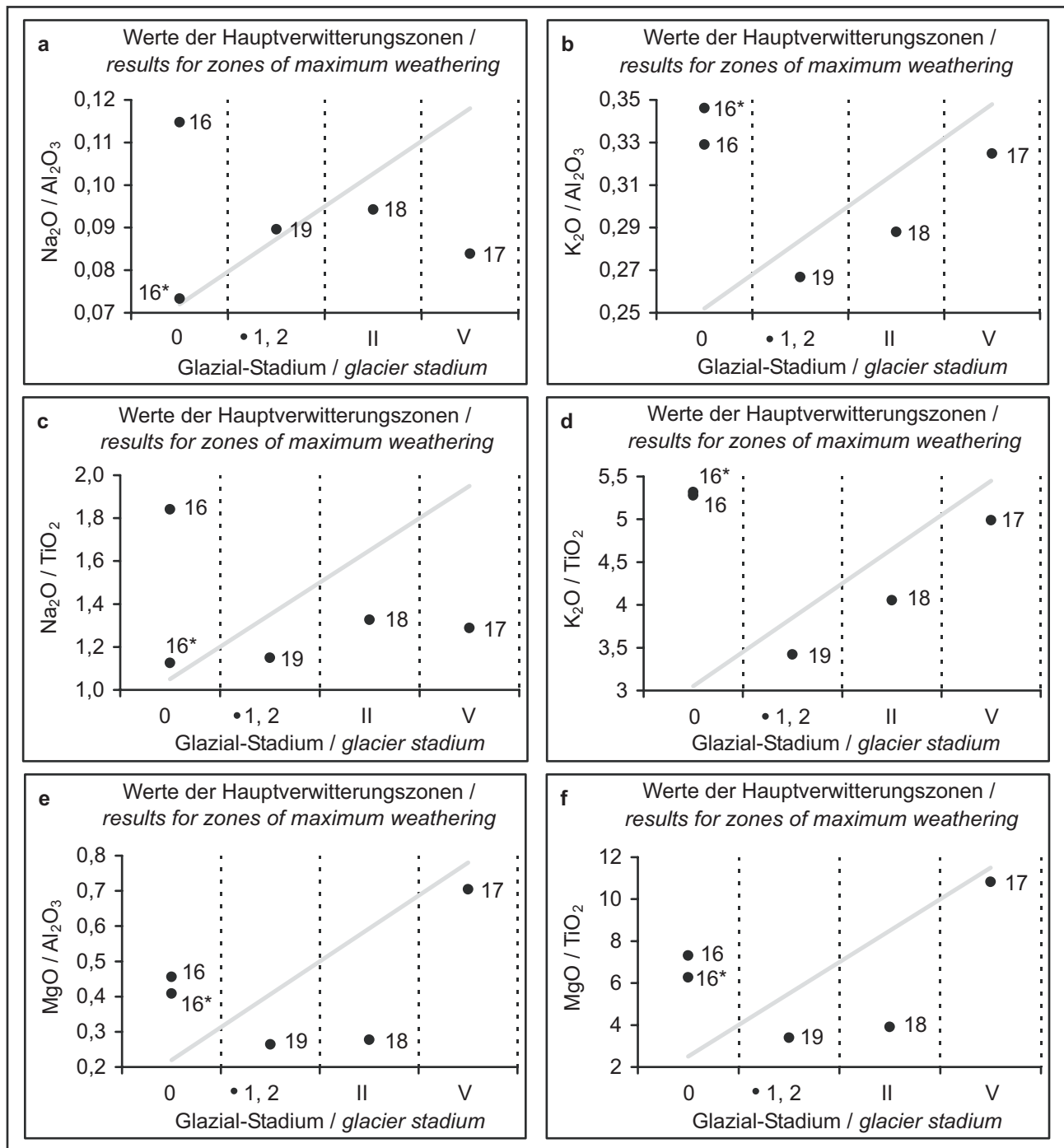
Figur 102a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V und V_i (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 16 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 102a-e: Results for the weathering indices MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V and V_i (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.



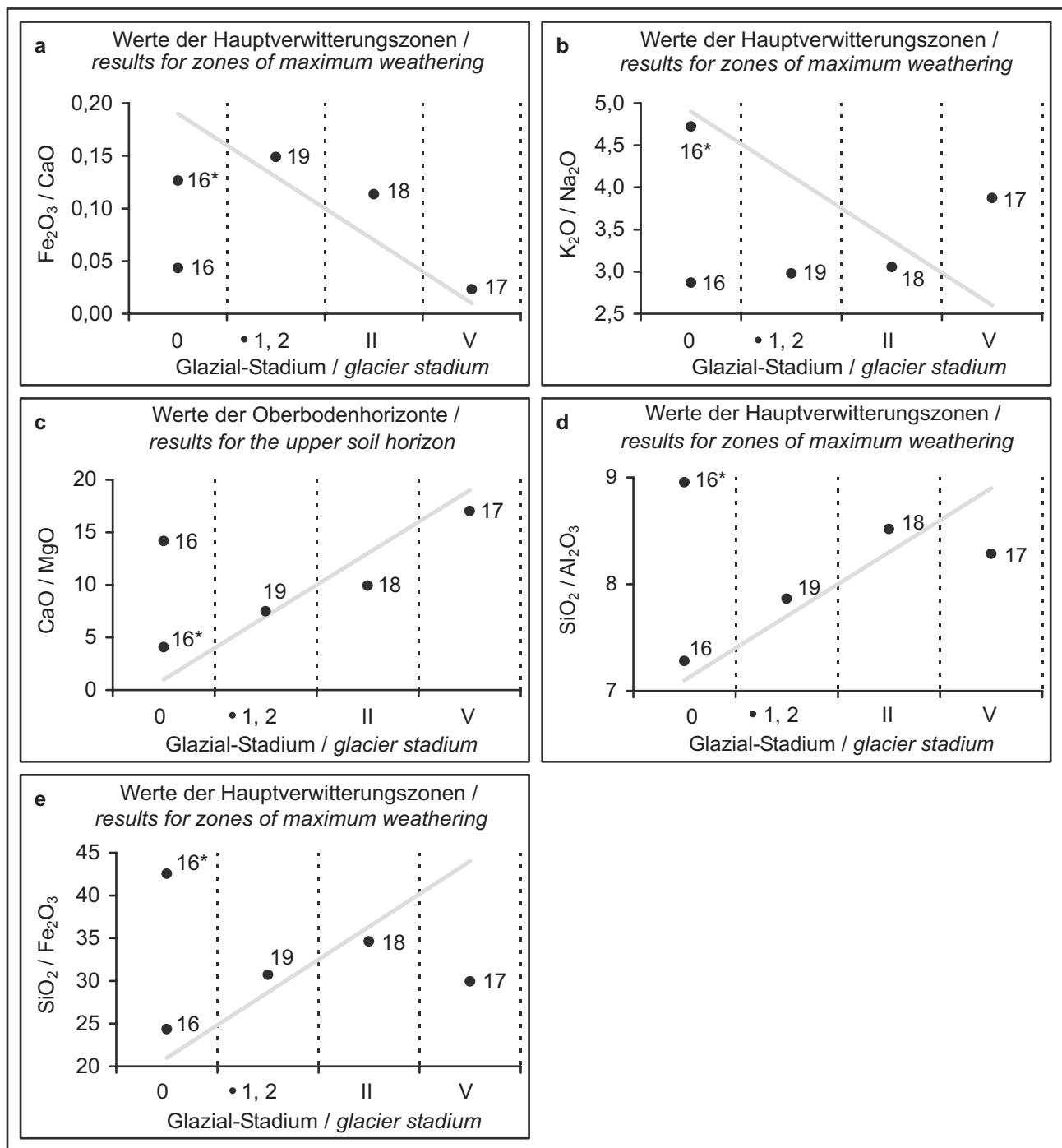
Figur 103a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes NKCM/A, CIA (ohne carbonatisches Ca), CIA (mit carbonatischem Ca), CIW, FA/S und S/AFT (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 16 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 103a-f: Results for the weathering indices NKCM/A, CIA (without and with carbonatic Ca), CIW, FA/S and S/AFT (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.



Figur 104a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ und MgO/TiO_2 (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 16 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 104a-f: Results for the weathering indices $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and MgO/TiO_2 (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.



Figur 105a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (a-b, d-e, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen und CaO/MgO (c, vgl. Tabelle 3) für die Oberbodenhorizonte der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 16 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 105a-e: Results for the weathering indices $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, CaO/MgO , $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering or the upper horizon of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.

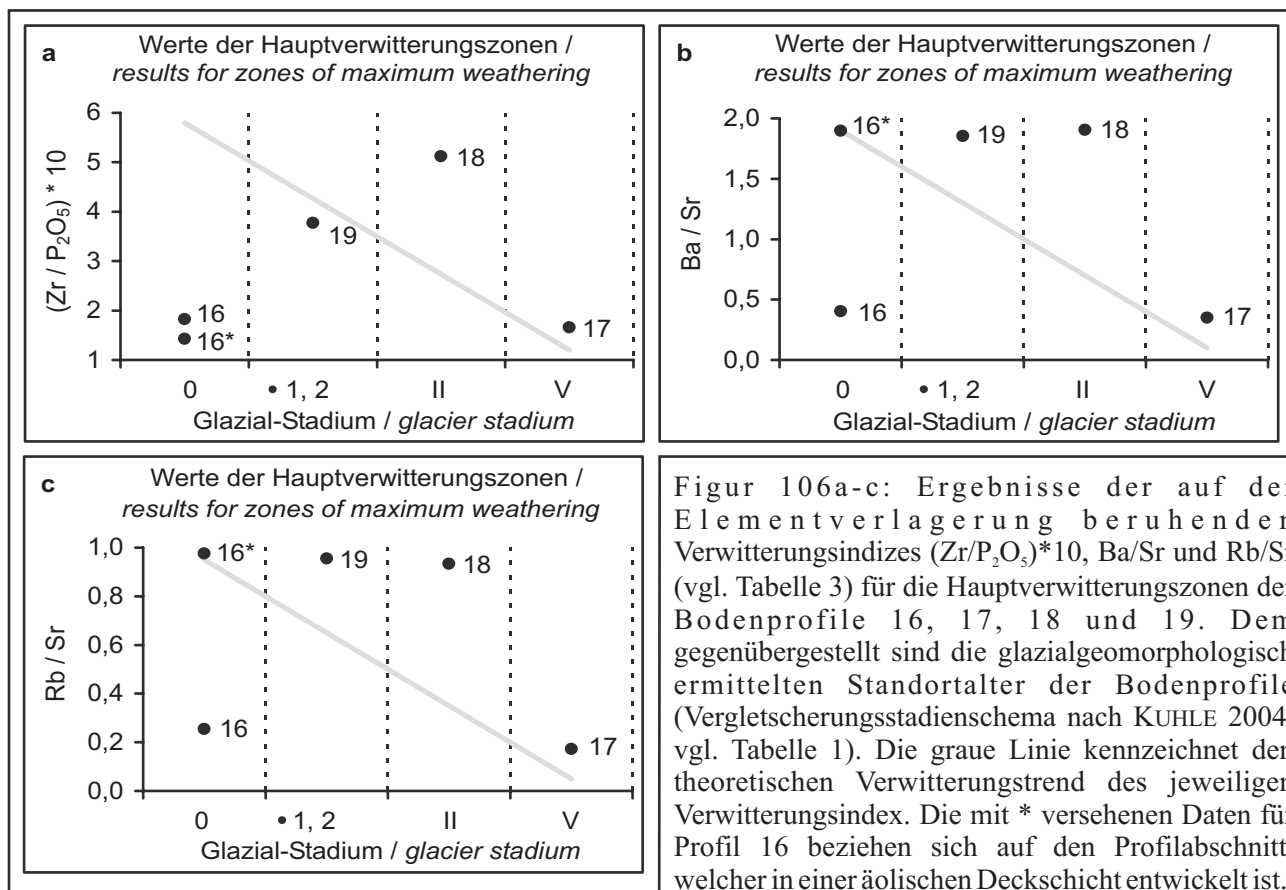


Figure 106a-c: Results for the weathering indices (Zr/P_2O_5)*10, Ba/Sr and Rb/Sr (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.

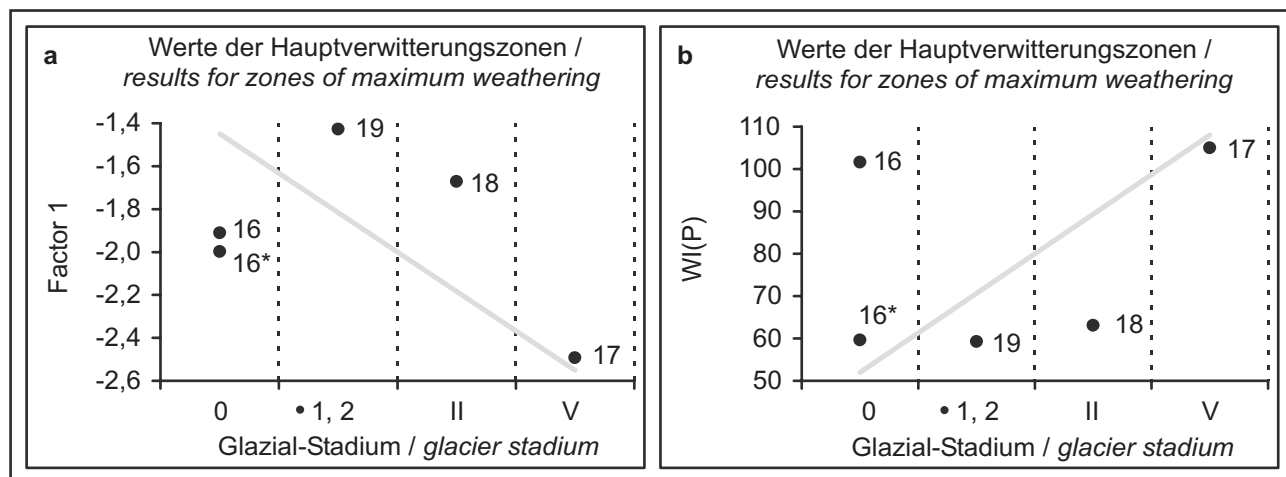
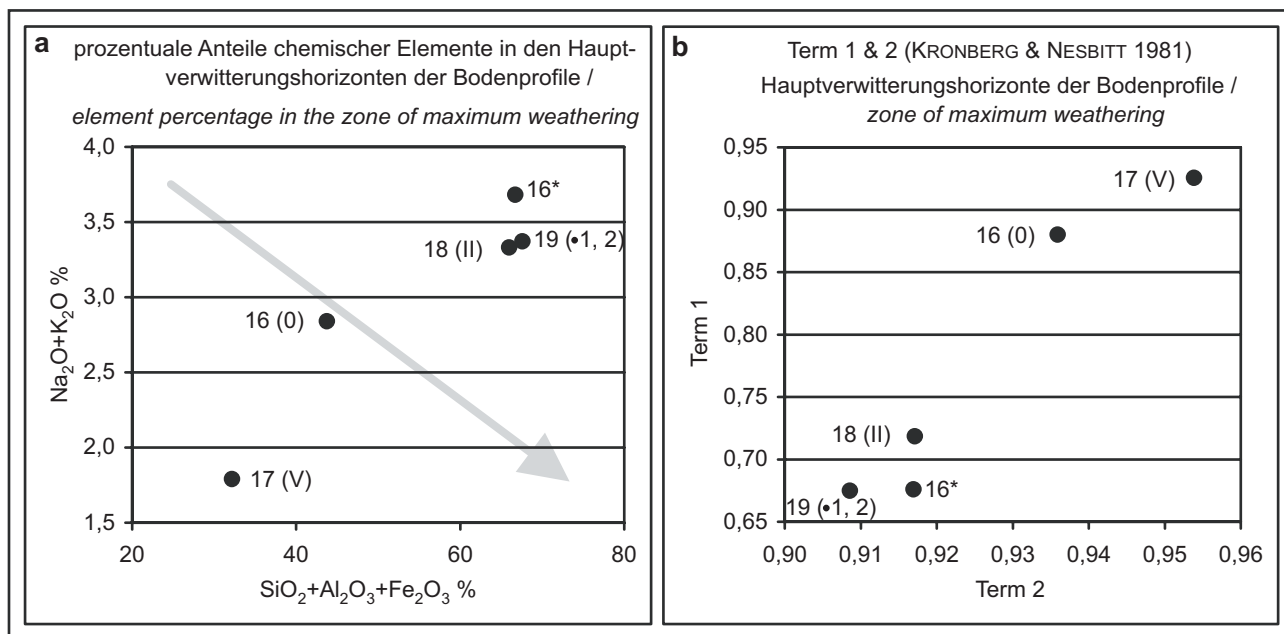
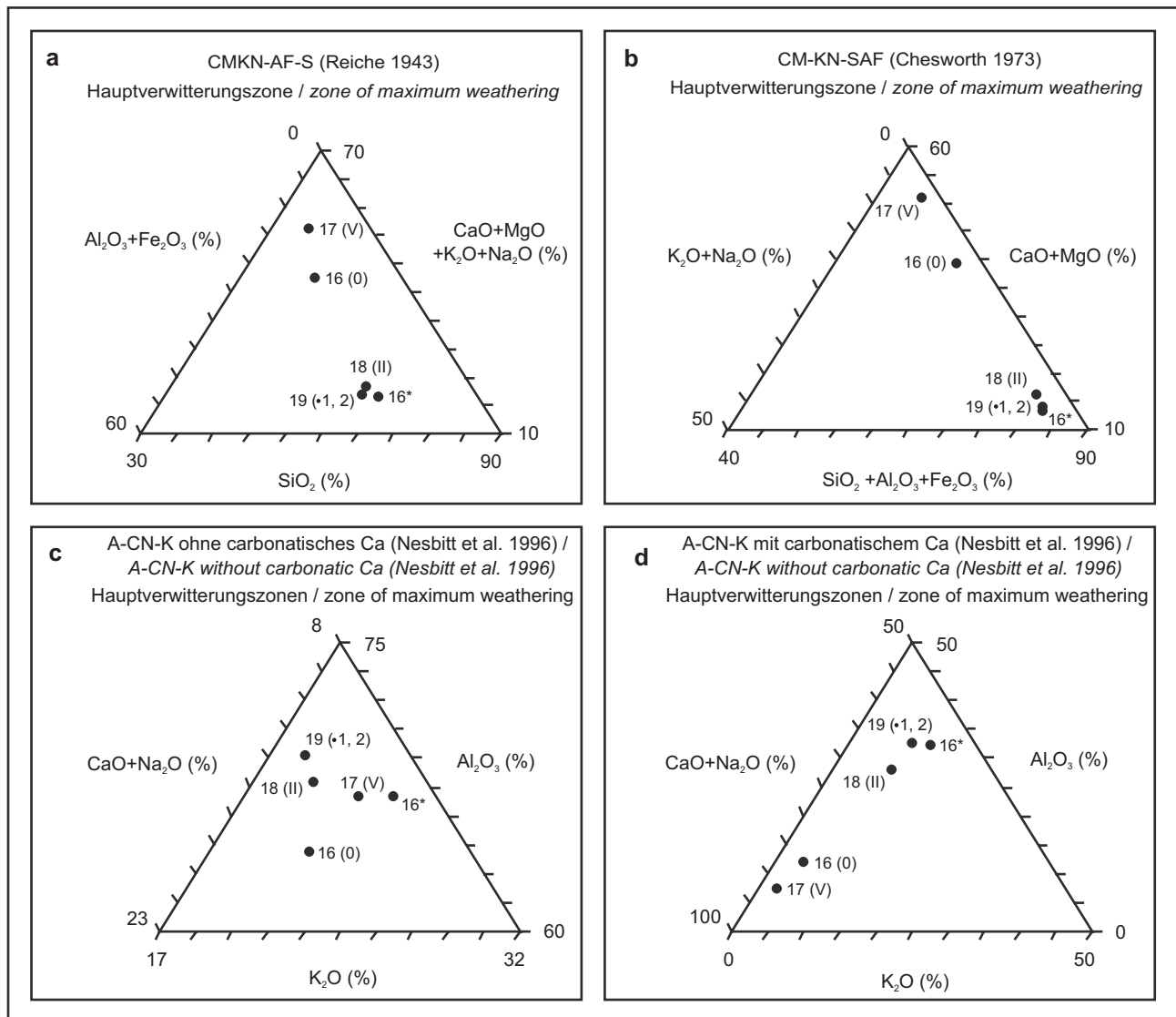


Figure 107a-b: Results for the weathering indices Factor 1 and WI(P) (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.



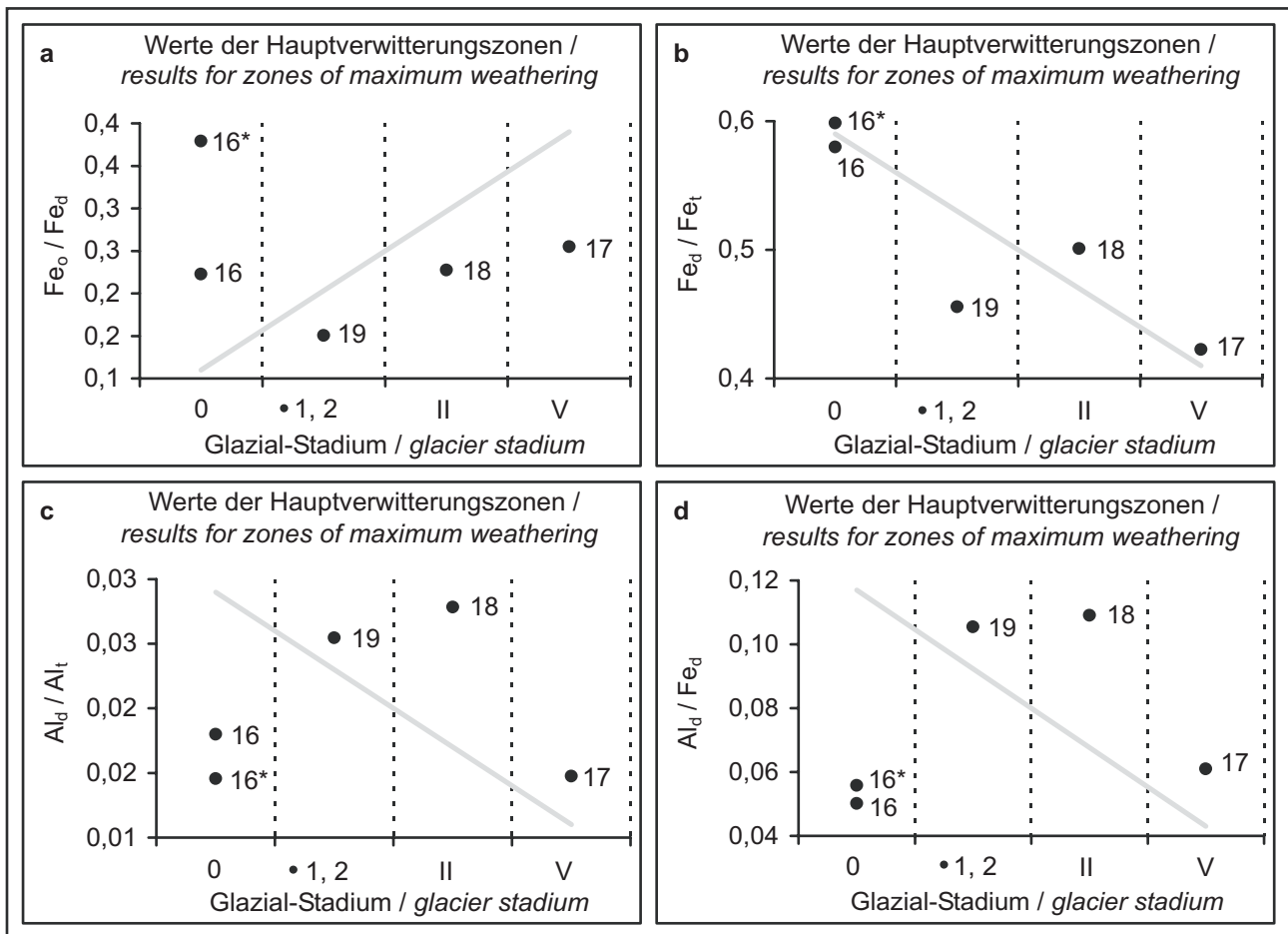
Figur 108a-b: Ergebnisse der Prozentanteile von $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ und $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ an der Gesamtelementmenge (a, vgl. Tabelle 3), sowie des Term 1 und Term 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981) (b, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19. Der theoretische Verwitterungstrend für diese auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindikatoren ist für Figur a durch den Pfeil gekennzeichnet und für Figur b der Darstellung in Figur 1 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungs-stadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die mit * versehenen Daten für Profil 16 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 108a-b: Results for the percentage of $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ and $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ within the total element amount and Term 1 and Term 2 after KRONBERG & NESBITT (1981) (cf. table 3) in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey arrow in figure 108a and figure 1 mark the theoretically expected weathering trend of the indices. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.



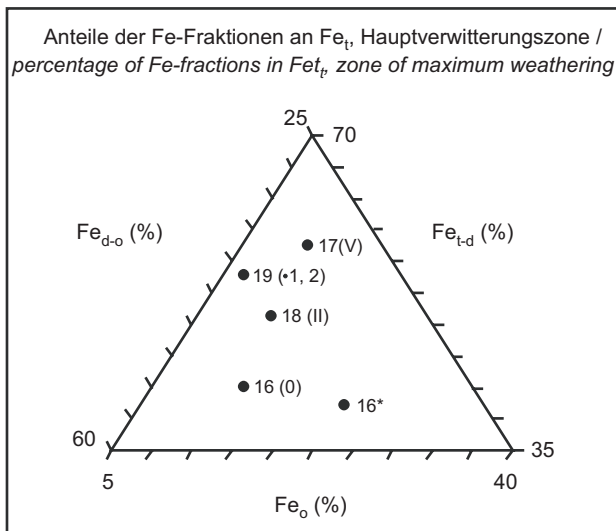
Figur 109a-d: Die Dreiecksdiagramme CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (ohne carbonatisches Ca) und A-CN-K (mit carbonatischem Ca) (vgl. Tabelle 3). Die Anteile der Elemente bzw. Elementgruppen für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist den Darstellungen in den Figuren 2-4 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die mit * versehenen Daten für Profil 16 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 109a-d: Ternary diagrams CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (without and with carbonatic Ca) (cf. table 3). The percentage of elements and element groups for the zone of maximum weathering of the soil profiles 16, 17, 18 and 19 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 2-4. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.



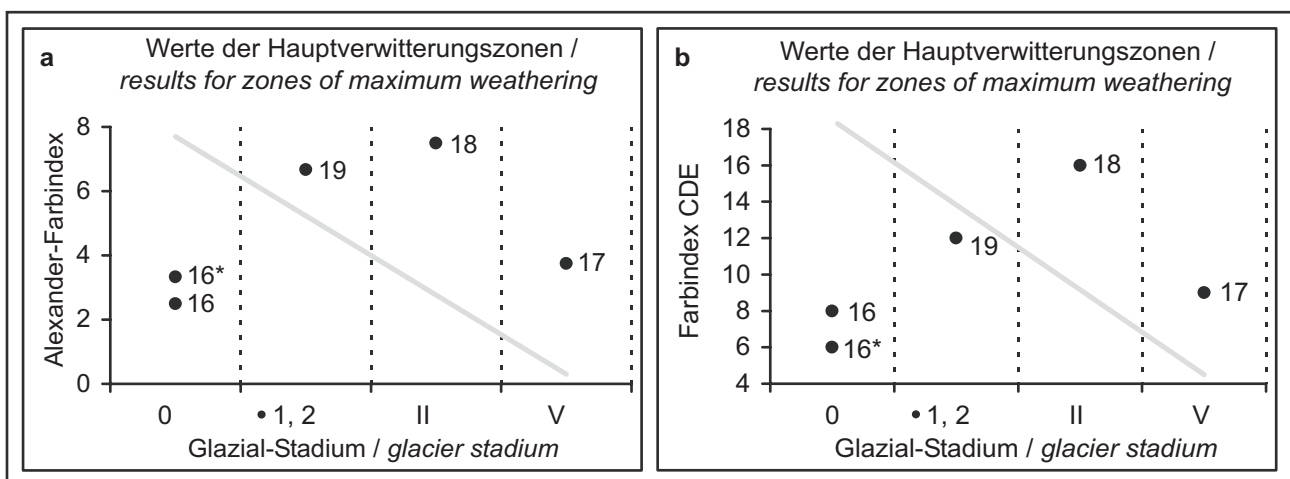
Figur 110a-d: Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide beruhenden Verwitterungsindizes Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t , Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 16 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 110a-d: Results for the weathering indices Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t , Al_d/Al_t and Al_d/Fe_d (cf. table 4) based on the development of pedogenic oxides in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.



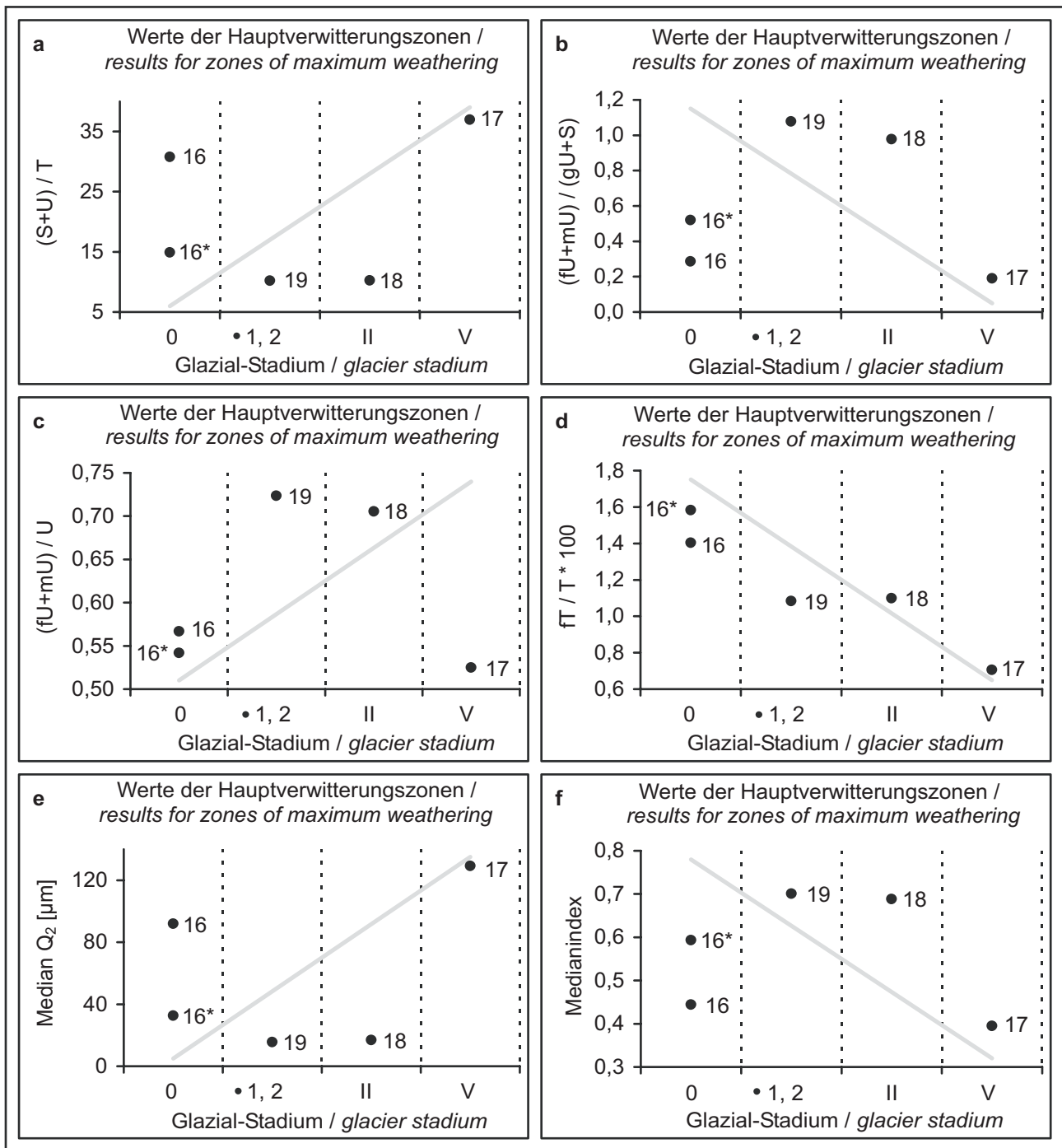
Figur 111: Dreiecksdiagramm mit den Prozentanteilen des silikatischen Fe (Fe_{t-d}), der kristallinen pedogenen Fe-Oxide (Fe_{d-o}) und der amorphen pedogenen Fe-Oxide (Fe_o) am Gesamteisen (Fe_t) (vgl. Tabelle 4). Die Anteile der Fe-Fractionen in den Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist der Darstellung in Figur 5 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Der mit * versehene Datenpunkt für Profil 16 bezieht sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 111: Ternary diagrams with percentage of silicate bound Fe (Fe_{t-d}), crystalline pedogene Fe (Fe_{d-o}) and amorphous pedogene Fe-oxides (Fe_o) within total Fe (Fe_t) (cf. table 4). The results for the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 5. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.



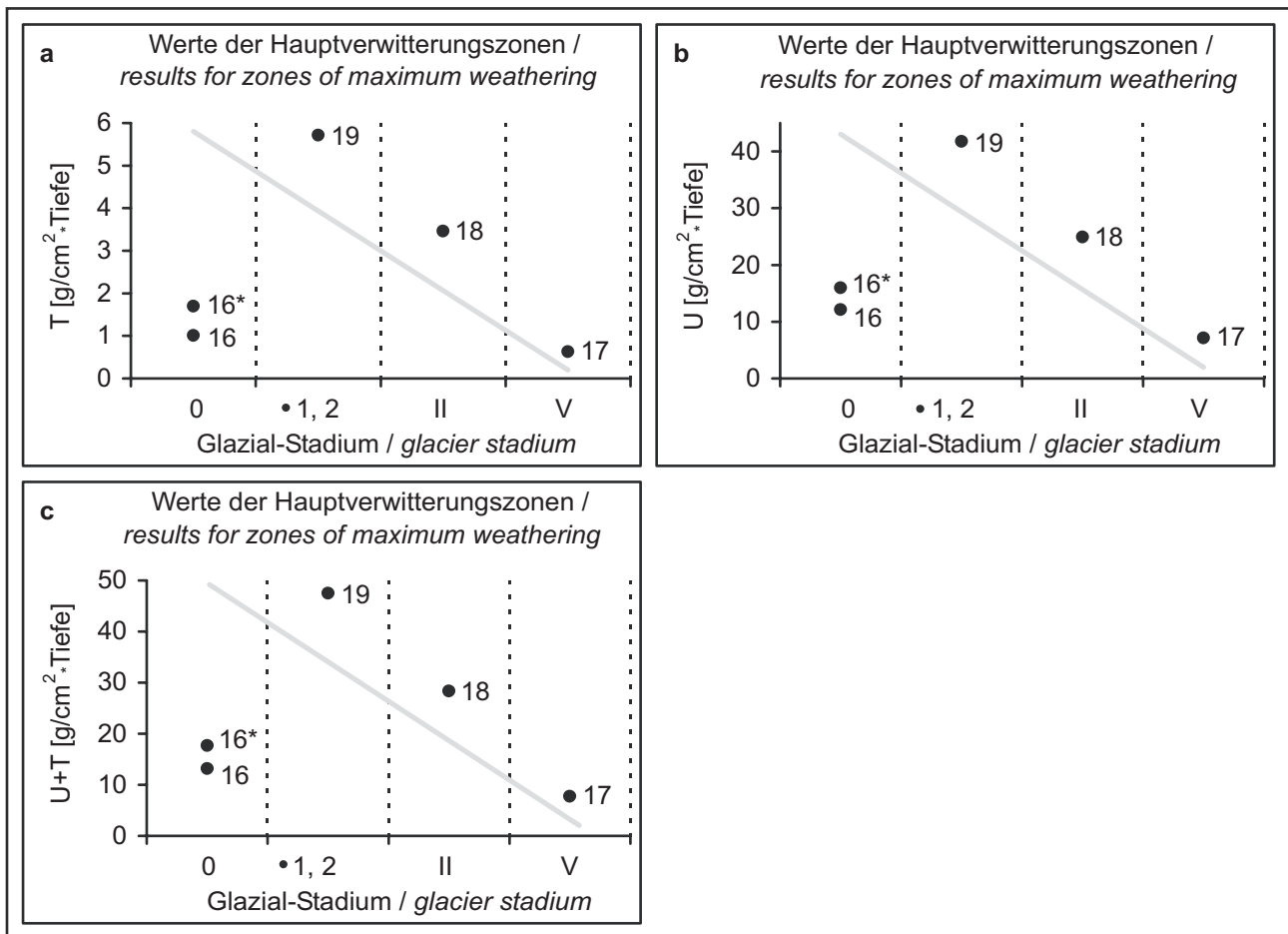
Figur 112a-b: Ergebnisse der auf der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes Alexander-Farbindex und CDE (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 16 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 112a-b: Results for the weathering indices Alexander-Farbindex and CDE (cf. table 4) based on the soil colour in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.



Figur 113a-f: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T*100$, Median Q_2 und Medianindex (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 16 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 113a-f: Results for the weathering indices $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T*100$, Median Q_2 and Medianindex (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.



Figur 114a-c: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindikatoren Tonmasse, Schluffmasse, und Summe aus Ton- und Schluffmasse (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 16, 17, 18 und 19. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten für Profil 16 beziehen sich auf den Profilabschnitt, welcher in einer äolischen Deckschicht entwickelt ist.

Figure 114a-c: Results for the weathering indicators clay mass, silt mass and sum of clay and silt mass (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 16, 17, 18 and 19 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. 16* indicates values of the profile zone which is developed in an aeolian top layer.

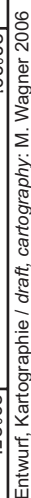
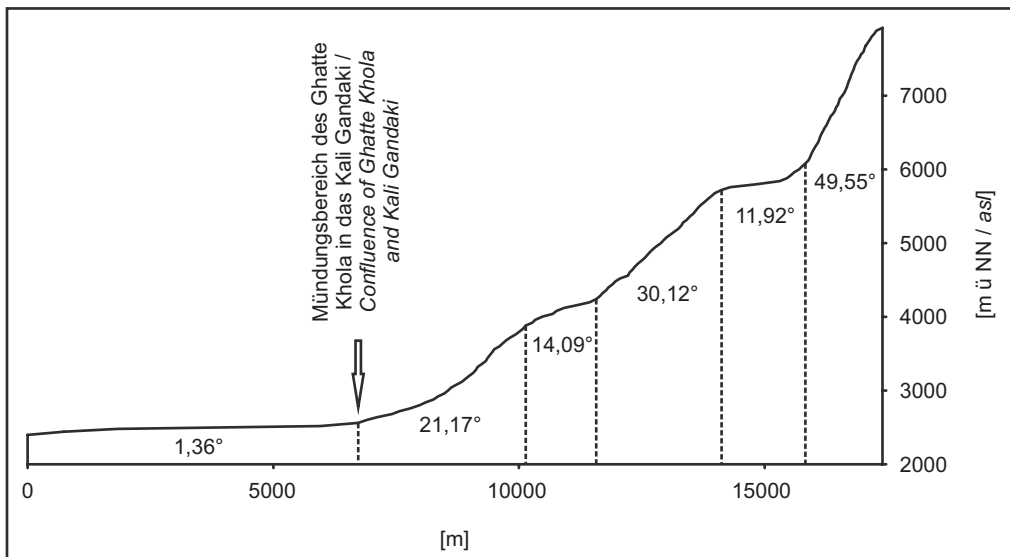
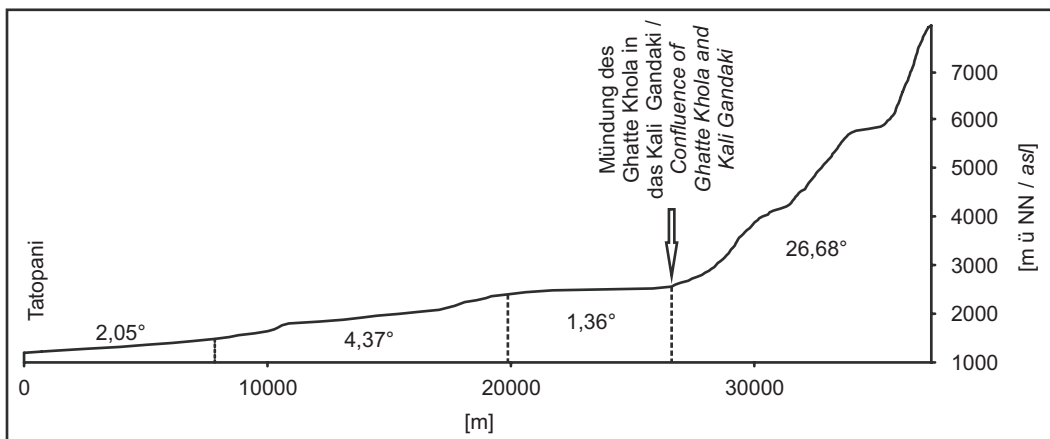


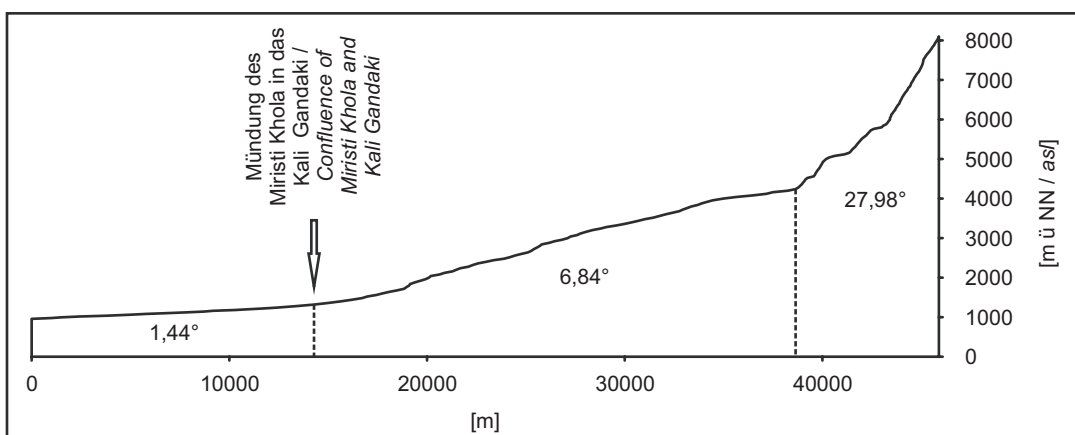
Figure 115: Map of the Kali Gandaki south of the Higher Himalaya showing glacial and glaciofluvial key forms, which are crucial for pedochronological investigations. Additionally the locality and glacier stadium (according to the scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) of the soil profiles and the position and line of site of the photos is mapped.



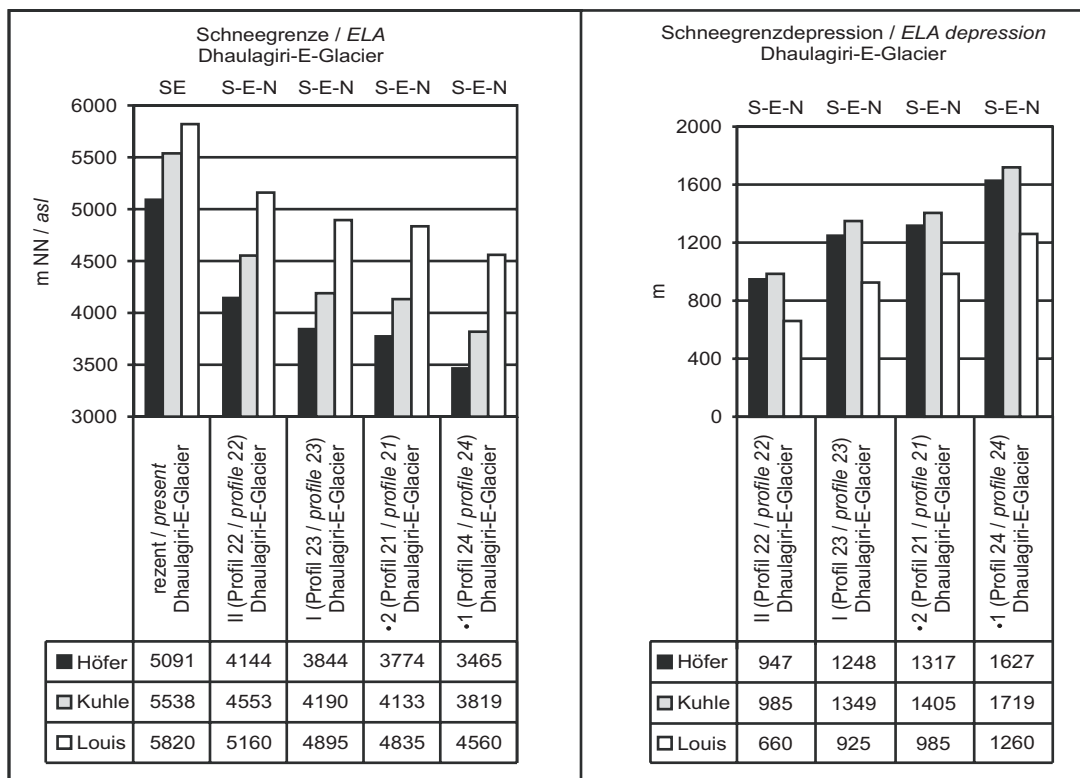
Figur 116: Tallängsprofil des Ghatte Khola, mit Neigungswinkeln, 1,5-fach überhöht.
 Figure 116: Longitudinal profile of the Ghatte Khola, exaggeration 1:1.5.



Figur 117: Tallängsprofil des Kali Gandaki und des Ghatte Khola zwischen Tatopani und einem Vorgipfel des Dhaulagiri I, mit Neigungswinkeln, 2-fach überhöht.
 Figure 117: Longitudinal profile of the Kali Gandaki and the Ghatte Khola between Tatopani and a secondary summit of Dhaulagiri I, exaggeration 1:2.

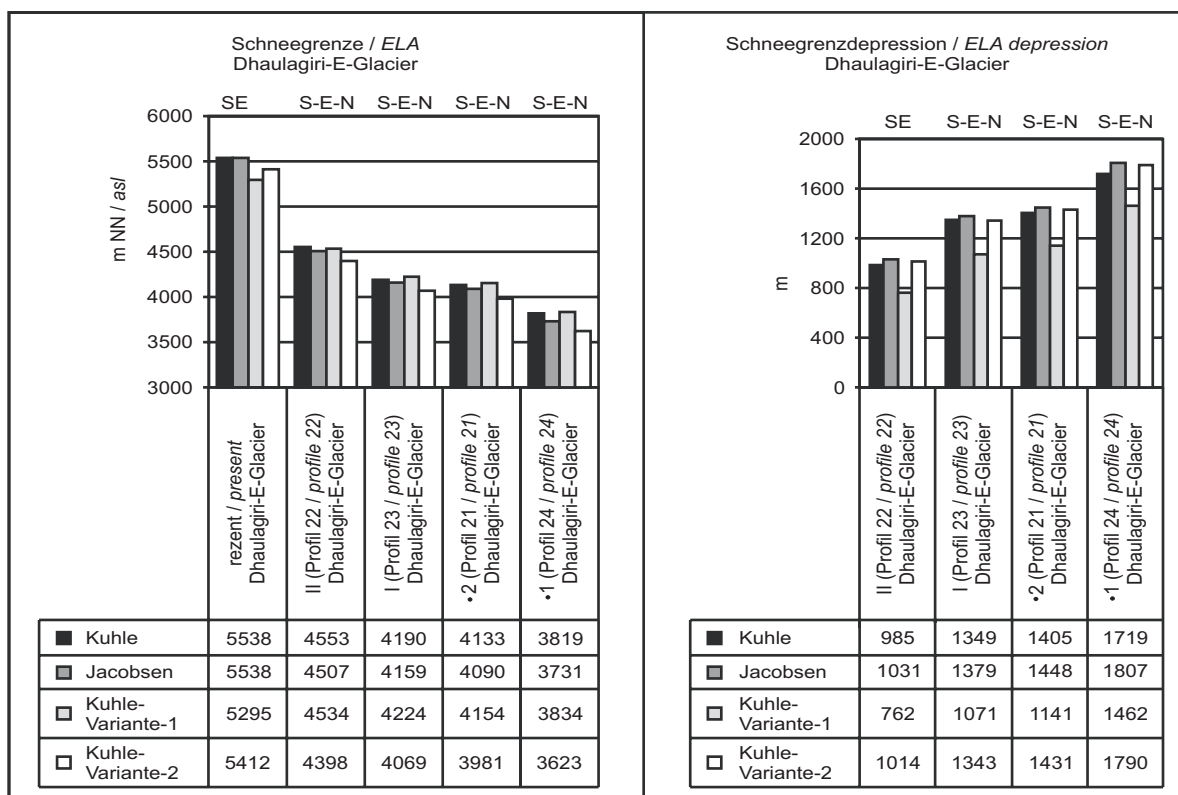


Figur 118: Tallängsprofil des Miristi Khola und des Kali Gandaki bis zur Mündung des Aul Khola, mit Neigungswinkeln, 2-fach überhöht.
 Figure 118: Longitudinal profile of the Miristi Khola and the Kali Gandaki down to the Aul Khola, exaggeration 1:2.



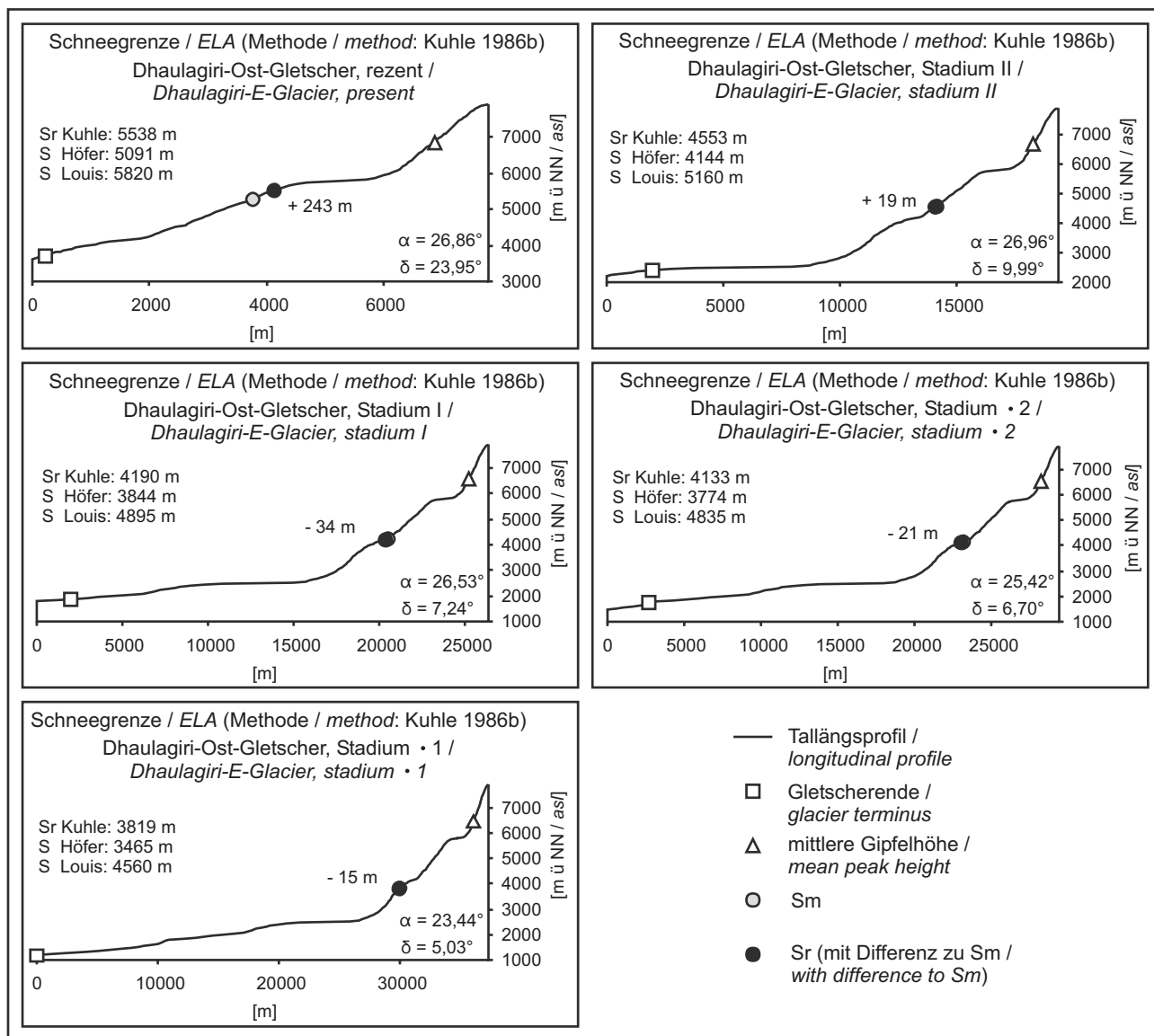
Figur 119: Für den Dhaulagiri-E-Gletscher berechnete rezente und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von HÖFER (1879), KUHLE (1986b) und LOUIS (1954/55).

Figure 119: ELA and ELA depressions for the Dhaulagiri-E-Glacier according to the methods of HÖFER (1879), KUHLE (1986b) and LOUIS (1954/55).



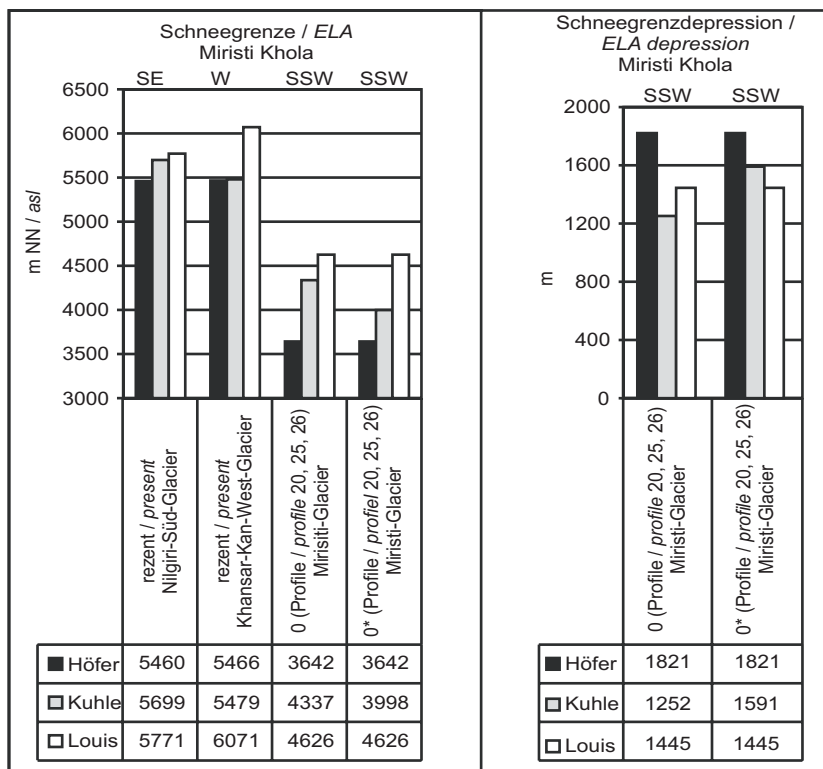
Figur 120: Für den Dhaulagiri-E-Gletscher berechnete rezente und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von KUHLE (1986b) und JACOBSEN (1990), sowie Kuhle-Variante-1 und Kuhle-Variante-2 (vgl. Kapitel 2.1.2).

Figure 120: ELA and ELA depressions for the Dhaulagiri-E-Glacier according to the methods of KUHLE (1986b) and JACOBSEN (1990), as well as Kuhle-Variante-1 and Kuhle-Variante-2 (cf. chapter 2.1.2).



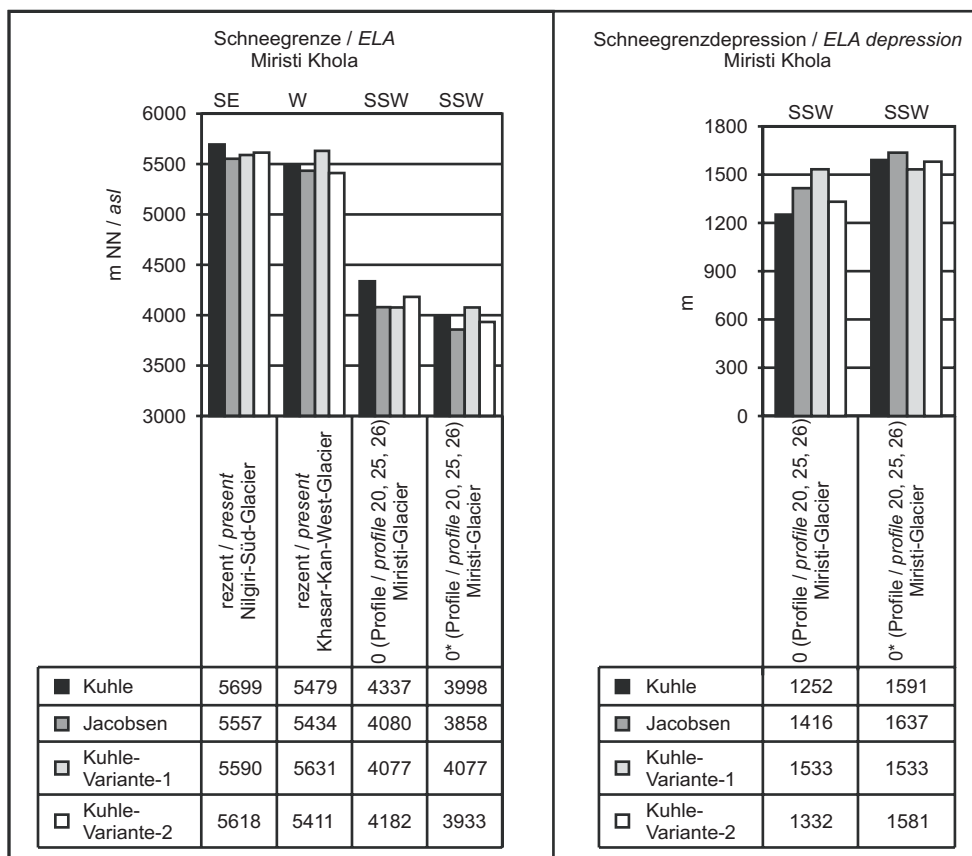
Figur 121: Graphische Darstellung der für die Schneegrenzberechnungsmethode nach KUHLE (1986b) wichtigen Berechnungsgrößen für verschiedene Vergletscherungsstadien des Dhaulagiri-Ost-Gletscher (Stadiensystematik nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die rechnerische (Schneegrenze Sm) entspricht dem Mittelwert aus der mittleren Gipfelhöhe und dem Gletscherende. Sm teilt das Tallängsprofil in Nähr- und Zehrgebiet. Unter Verwendung der Differenz aus Nährgebiets- (α) und Zehrgebietswinkel (δ) wird die reale Schneegrenze (Sr) aus Sm abgeleitet. Zum Vergleich sind die Schneegrenzhöhen (S) nach der Methode von HÖFER (1879) und LOUIS (1954/55) angegeben.

Figure 121: Graphical illustration of ELA-calculations according to the method of KUHLE (1986b) for several glacier stadia of the Dhaulagiri-E-Glacier (following the scheme of KUHLE 2004, cf. table 1).



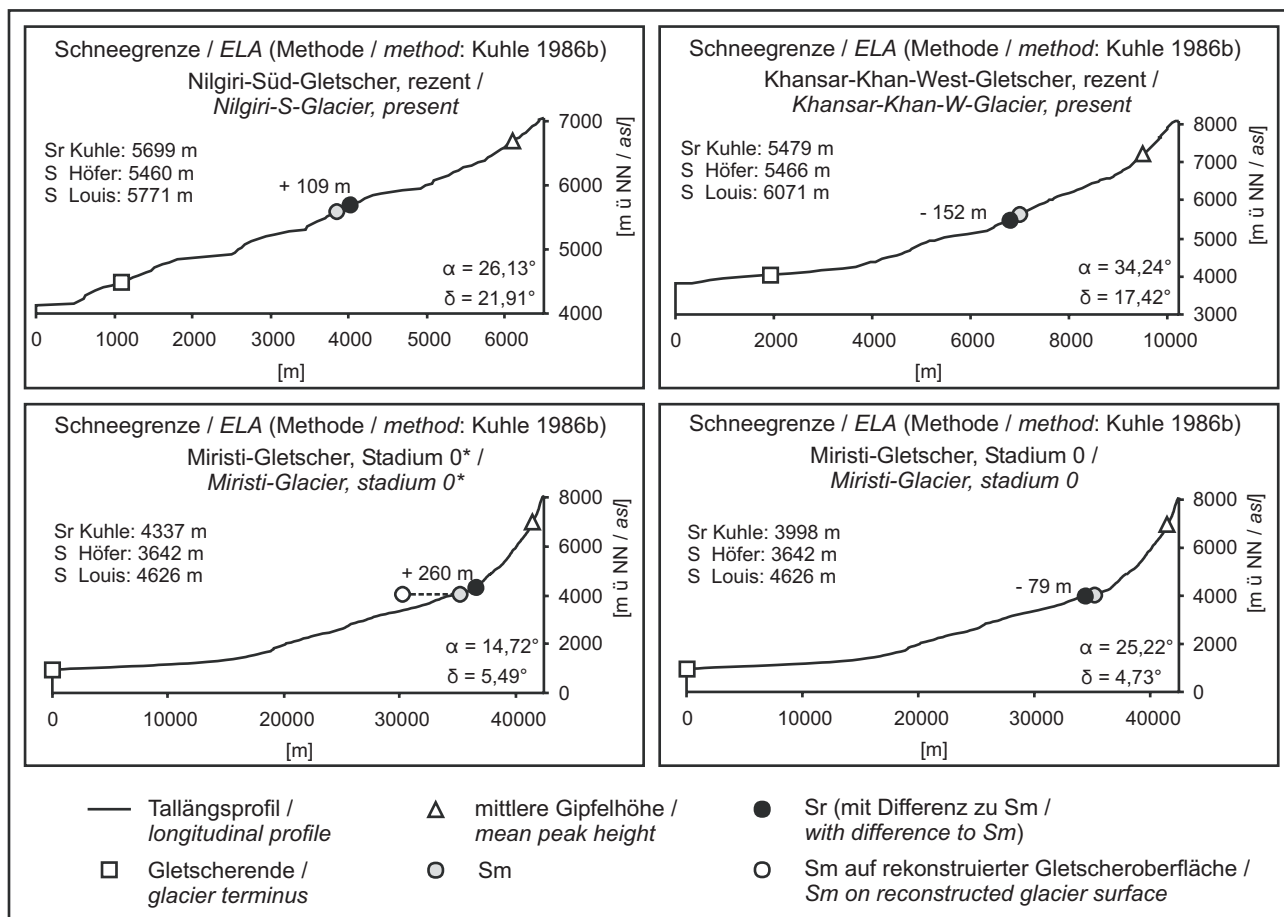
Figur 122: Für den Miristi-Gletscher und seine rezenten Ursprungsgletscher berechnete rezent und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von HÖFER (1879), KUHLE (1986b) und LOUIS (1954/55). Für Stadium 0 wurde die Berechnung mit (0) und ohne (0*) Berücksichtigung der Eigenmächtigkeit des Gletschers berechnet.

Figure 122: ELA and ELA depressions for the Miristi-Glacier and its source glaciers according to the methods of HÖFER (1879), KUHLE (1986b) and LOUIS (1954/55). For stadium 0 the calculation was done with (0) and without (0*) respect to the reconstructed glacier surface.



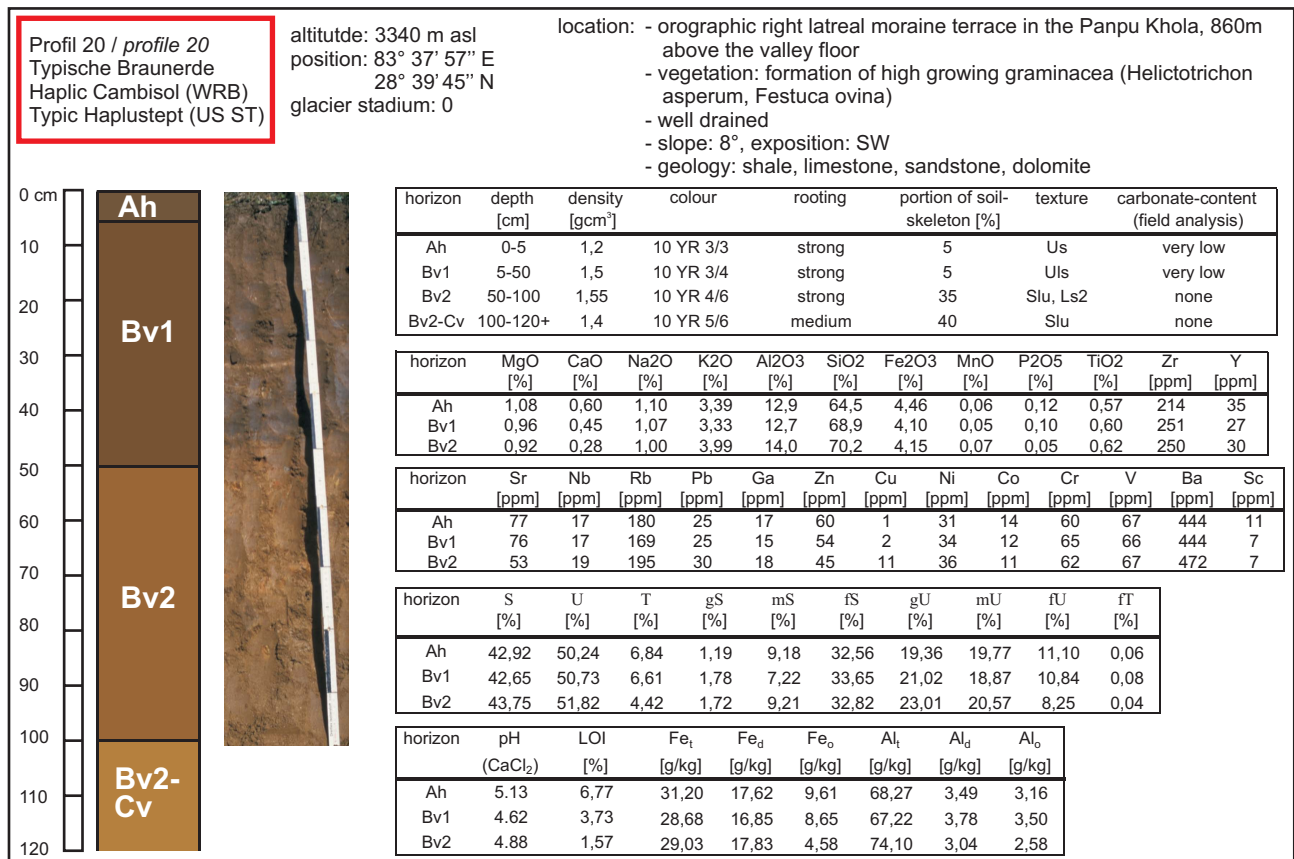
Figur 123: Für den Miristi-Gletscher und seine rezenten Ursprungsgletschers berechnete rezent und vorzeitliche (vgl. Tabelle 1) Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen nach den Methoden von KUHLE (1986b) und JACOBSEN (1990), sowie Kuhle-Variante-1 und Kuhle-Variante-2 (vgl. Kapitel 2.1.2). Für Stadium 0 wurde die Berechnung mit (0) und ohne (0*) Berücksichtigung der Eigenmächtigkeit des Gletschers berechnet.

Figure 123: ELA and ELA depressions for the Miristi-Glacier and its source glaciers according to the methods of KUHLE (1986b) and JACOBSEN (1990), as well as Kuhle-Variante-1 and Kuhle-Variante-2 (cf. chapter 2.1.2). For stadium 0 the calculation was done with (0) and without (0*) respect to the reconstructed glacier surface.

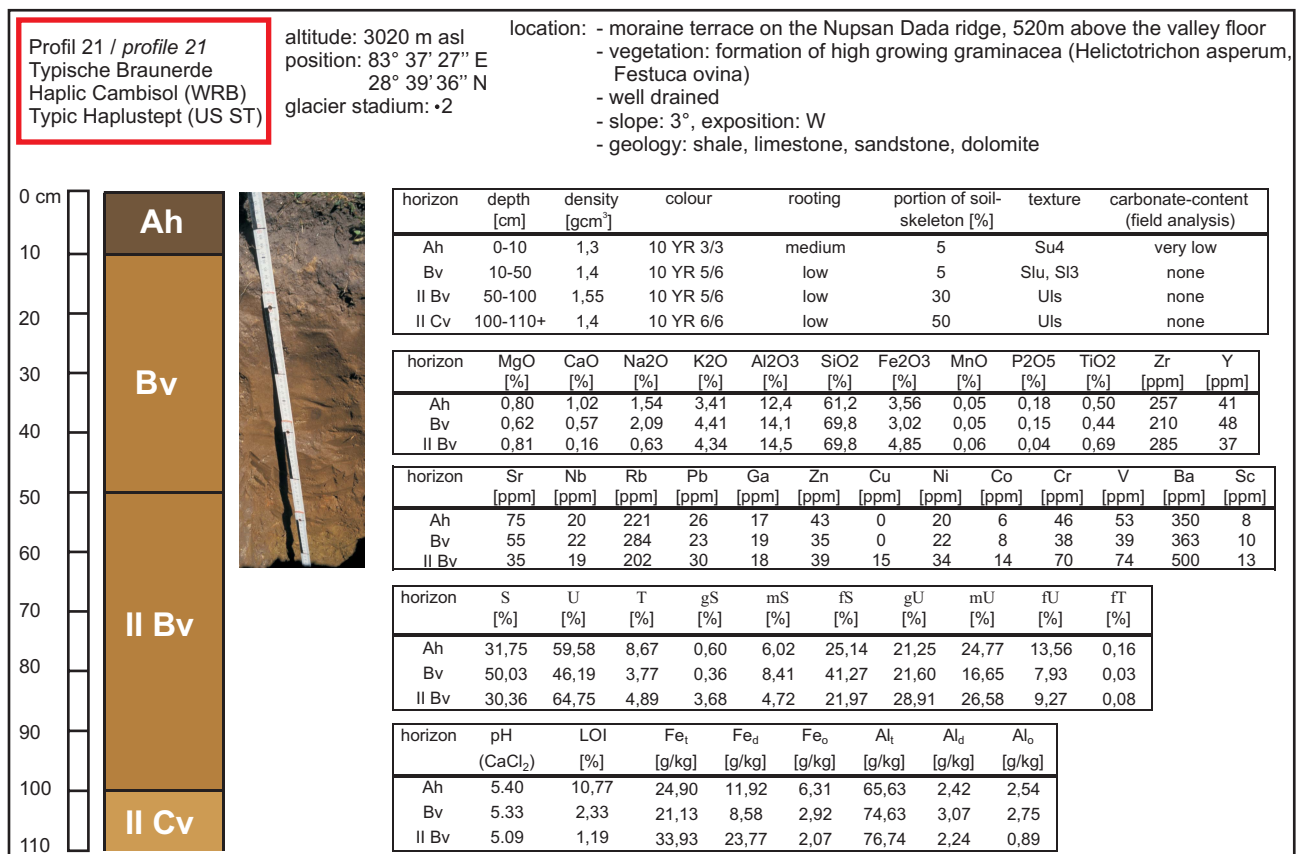


Figur 124: Graphische Darstellung der für die Schneegrenzberechnungsmethode nach KUHLE (1986b) wichtigen Berechnungsgrößen für verschiedene Vergletscherungsstadien des Miristi-Gletscher und seiner Ursprungsgletscher (Stadiensystematik nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die rechnerische Schneegrenze (Sm) entspricht dem Mittelwert aus der mittleren Gipfelhöhe und dem Gletscherende. Sm bzw. die um die rekonstruierte Gletschermächtigkeit verschobene Sm teilt das Tallängsprofil in Nähr- und Zehrgebiet. Stadium 0* beinhaltet dabei die Gletschermächtigkeit, Stadium 0 lässt diese unberücksichtigt. Unter Verwendung der Differenz aus Nährgebiets- (α) und Zehrgebietswinkel (δ) wird die reale Schneegrenze (Sr) aus Sm abgeleitet. Zum Vergleich sind die Schneegrenzhöhen (S) nach der Methode von HÖFER (1879) und LOUIS (1954/55) angegeben.

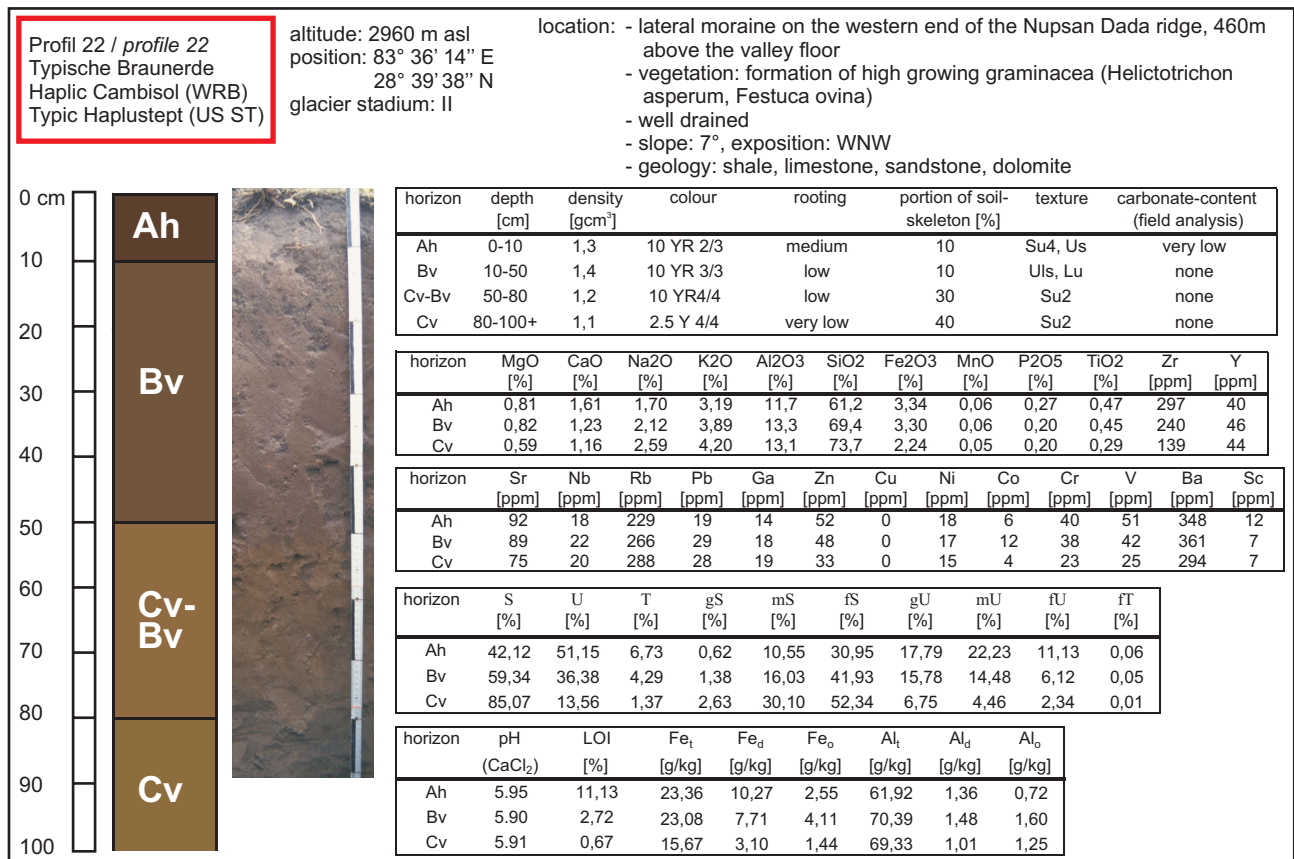
Figure 124: Graphical illustration of ELA-calculations according to the method of KUHLE (1986b) for several glacier stadia of the Miristi-Glacier and its present source glaciers (following the scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). For stadium 0 the calculation was done with (0) and without (0*) respect to the reconstructed glacier surface.



Figur 125: Beschreibung des Bodenprofils 20, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 125: Characterisation of soil profile 20, including laboratory results.

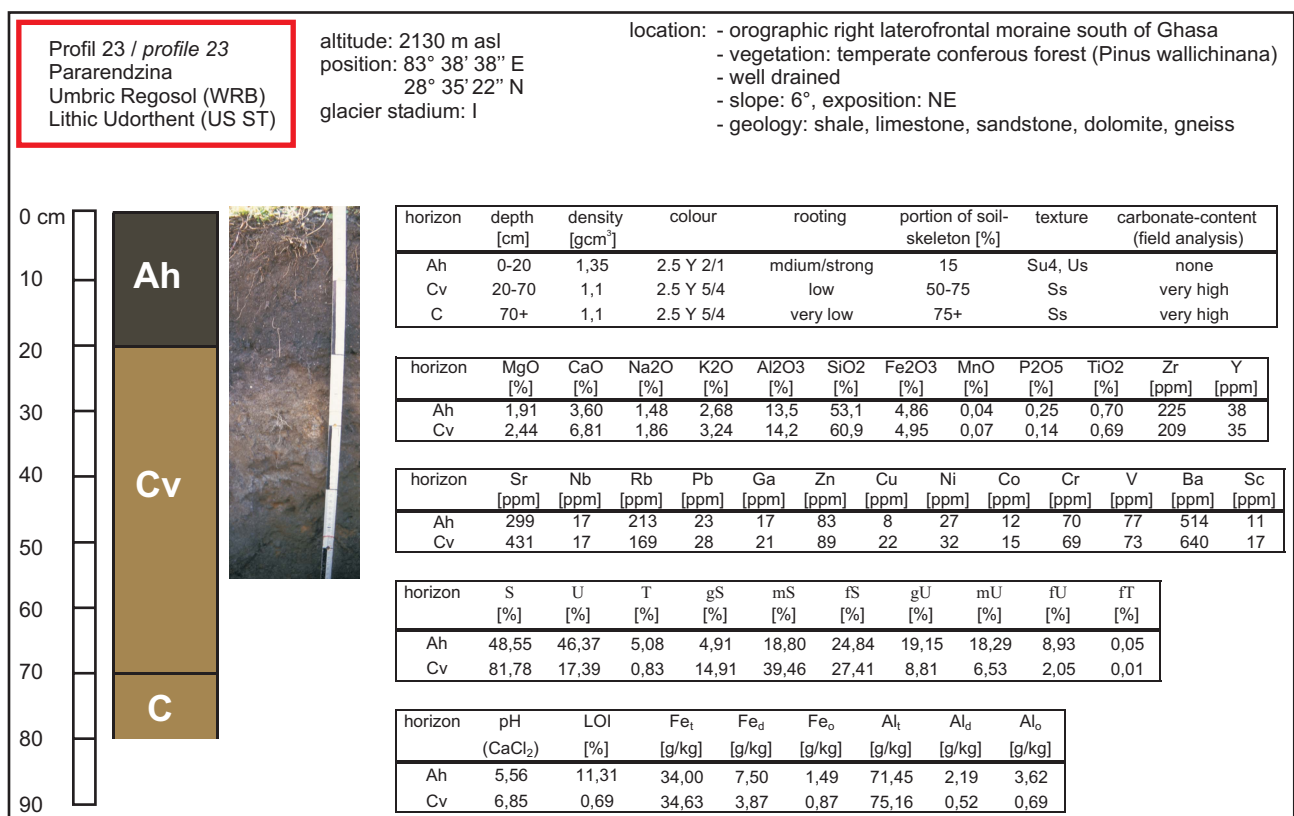


Figur 126: Beschreibung des Bodenprofils 21, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 126: Characterisation of soil profile 21, including laboratory results.



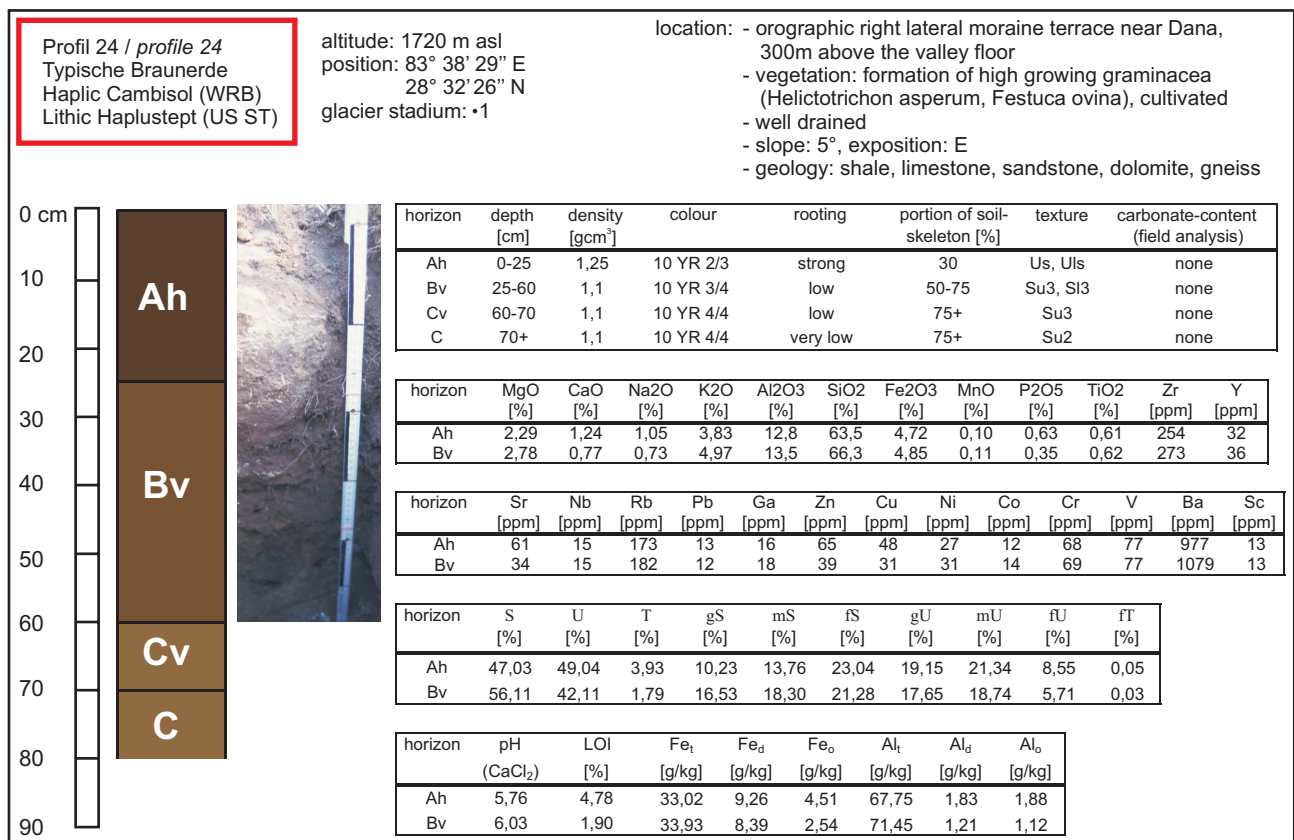
Figur 127: Beschreibung des Bodenprofils 22, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.

Figure 127: Characterisation of soil profile 22, including laboratory results.

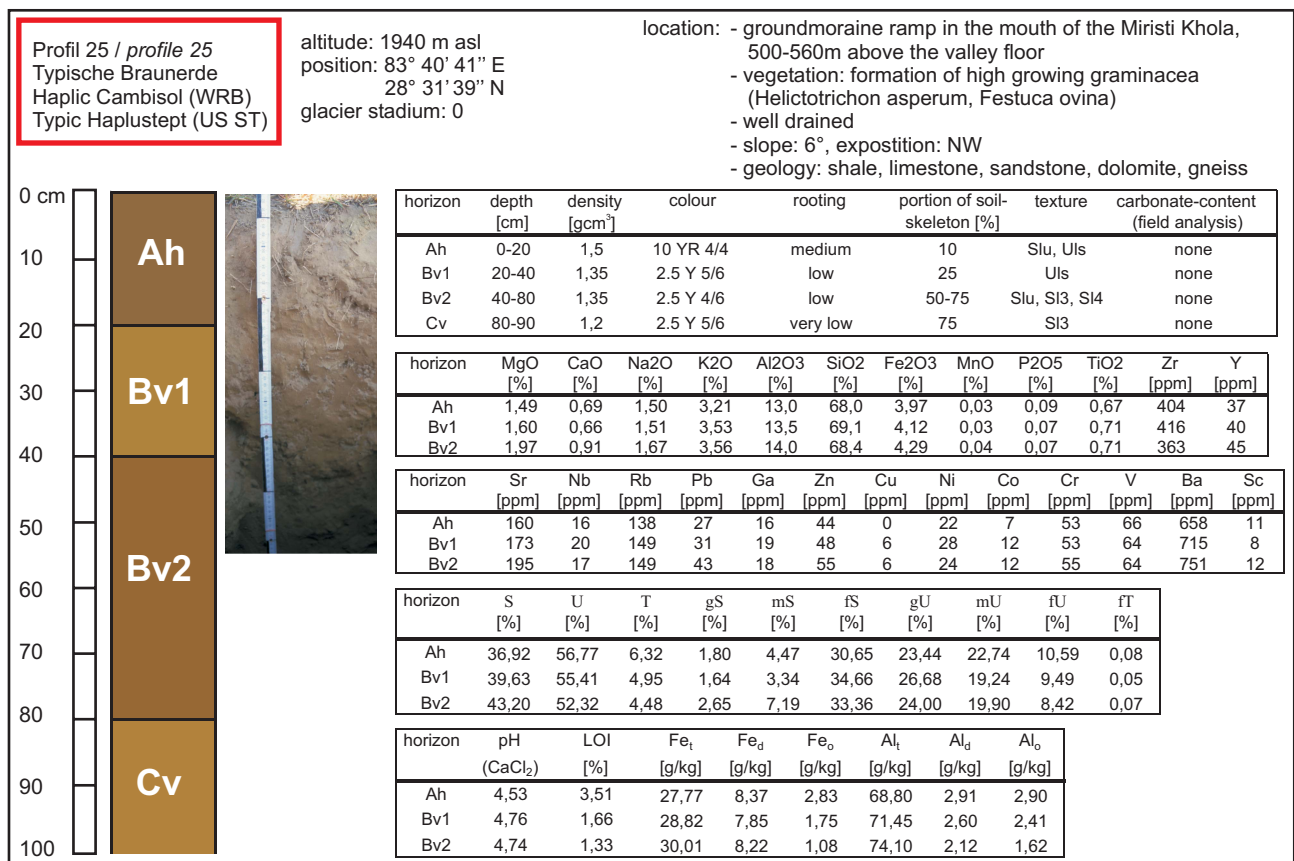


Figur 128: Beschreibung des Bodenprofils 23, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.

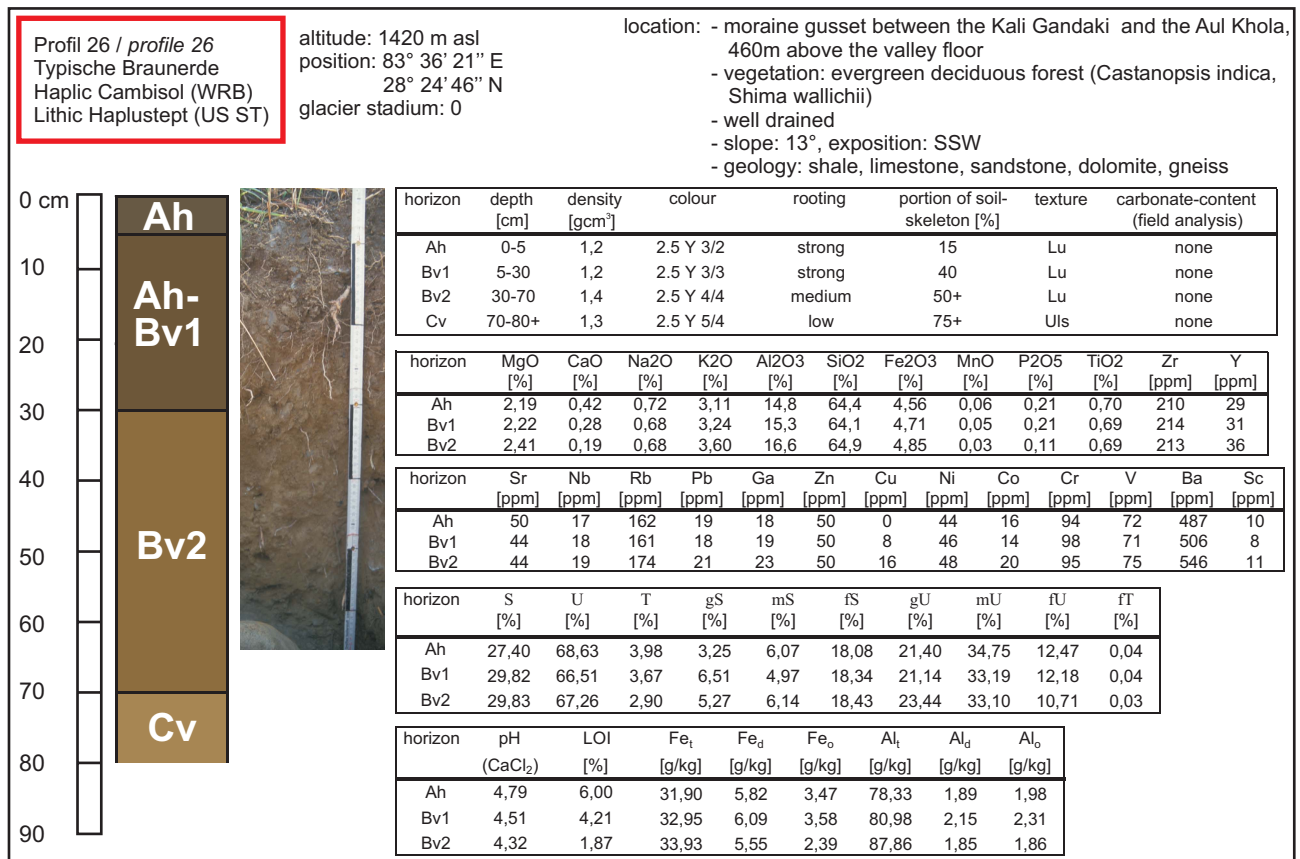
Figure 128: Characterisation of soil profile 23, including laboratory results.



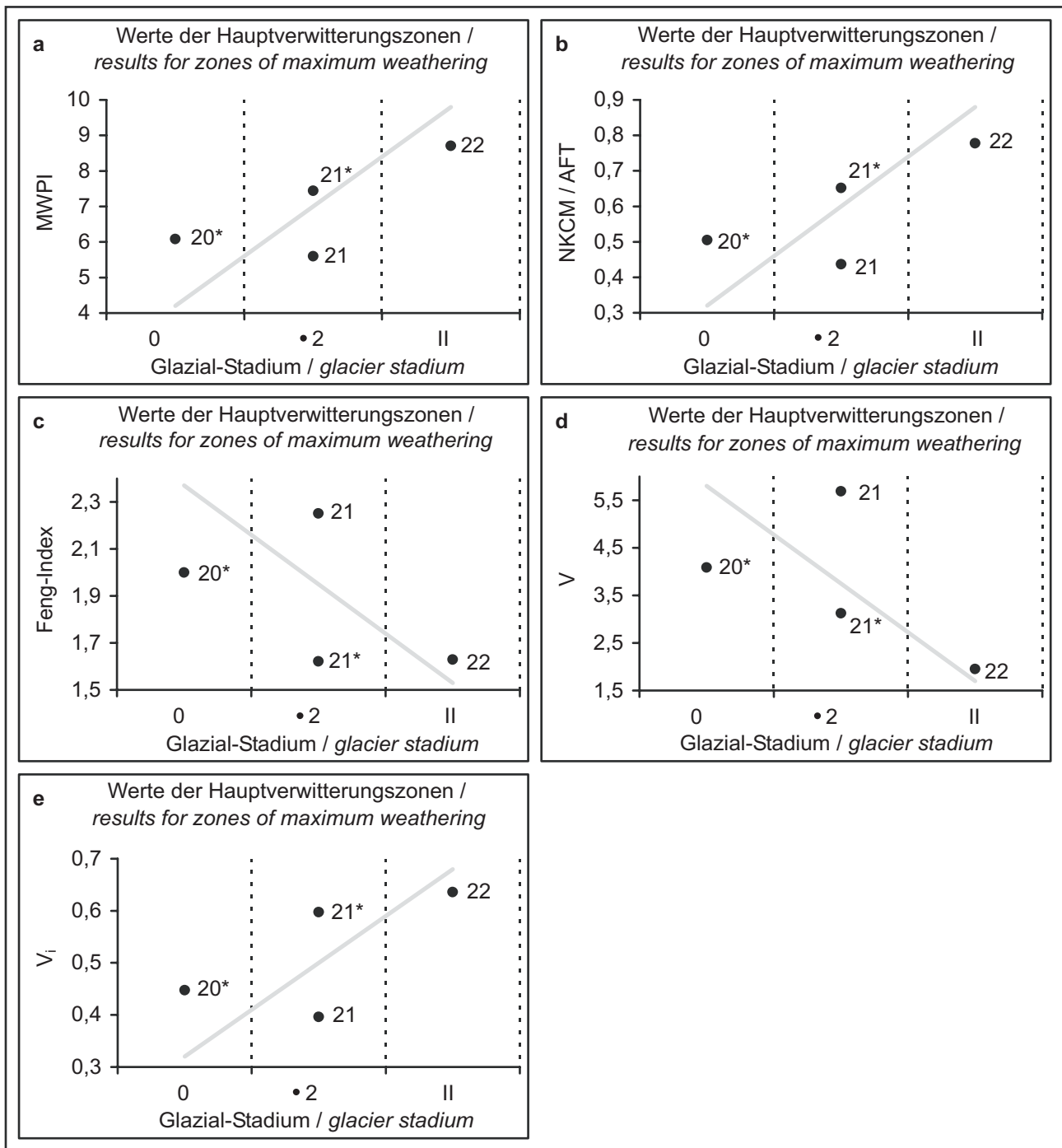
Figur 129: Beschreibung des Bodenprofils 24, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 129: Characterisation of soil profile 24, including laboratory results.



Figur 130: Beschreibung des Bodenprofils 25, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
Figure 130: Characterisation of soil profile 25, including laboratory results.

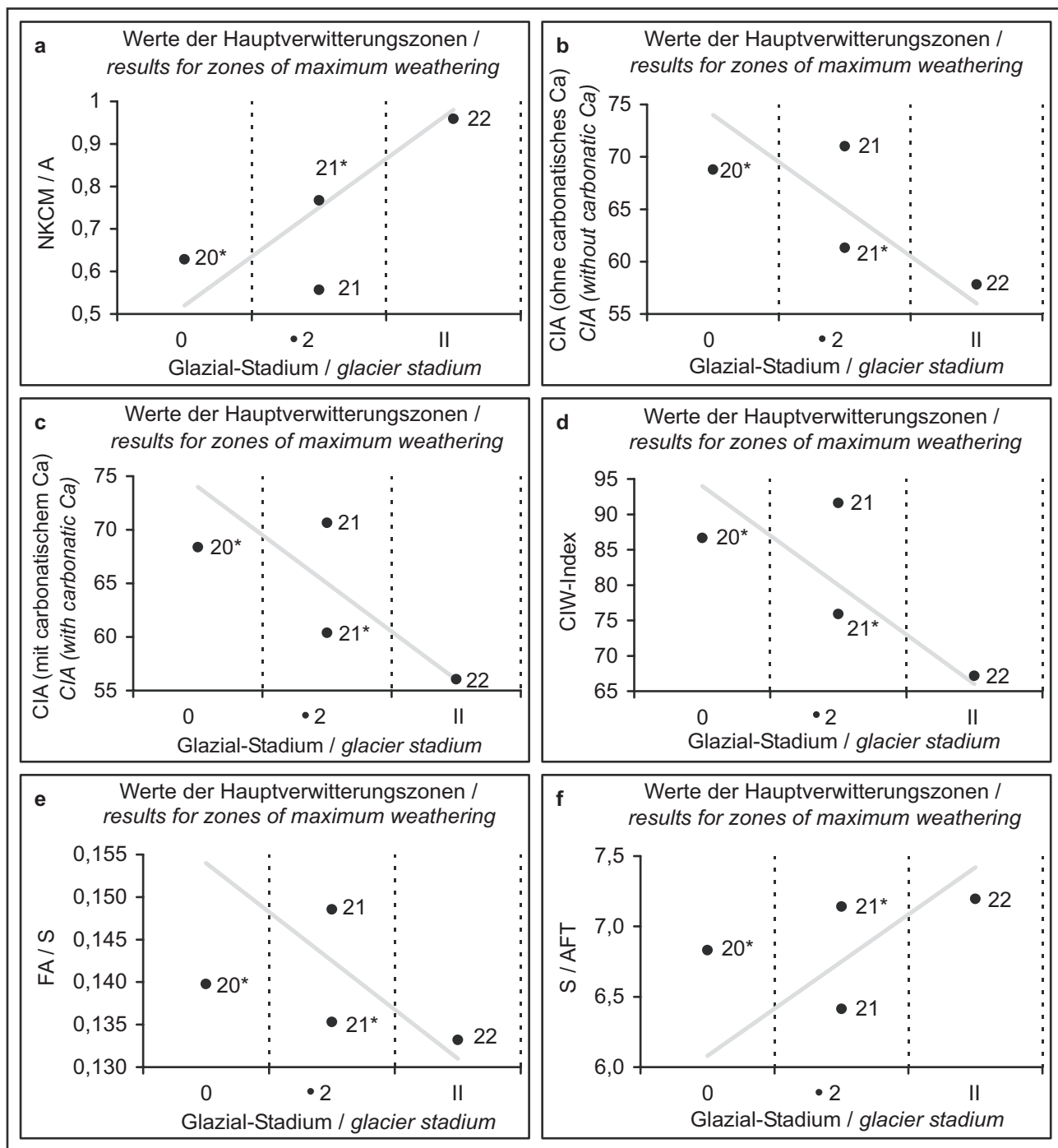


Figur 131: Beschreibung des Bodenprofils 26, einschließlich laboranalytischer Ergebnisse.
 Figure 131: Characterisation of soil profile 26, including laboratory results.



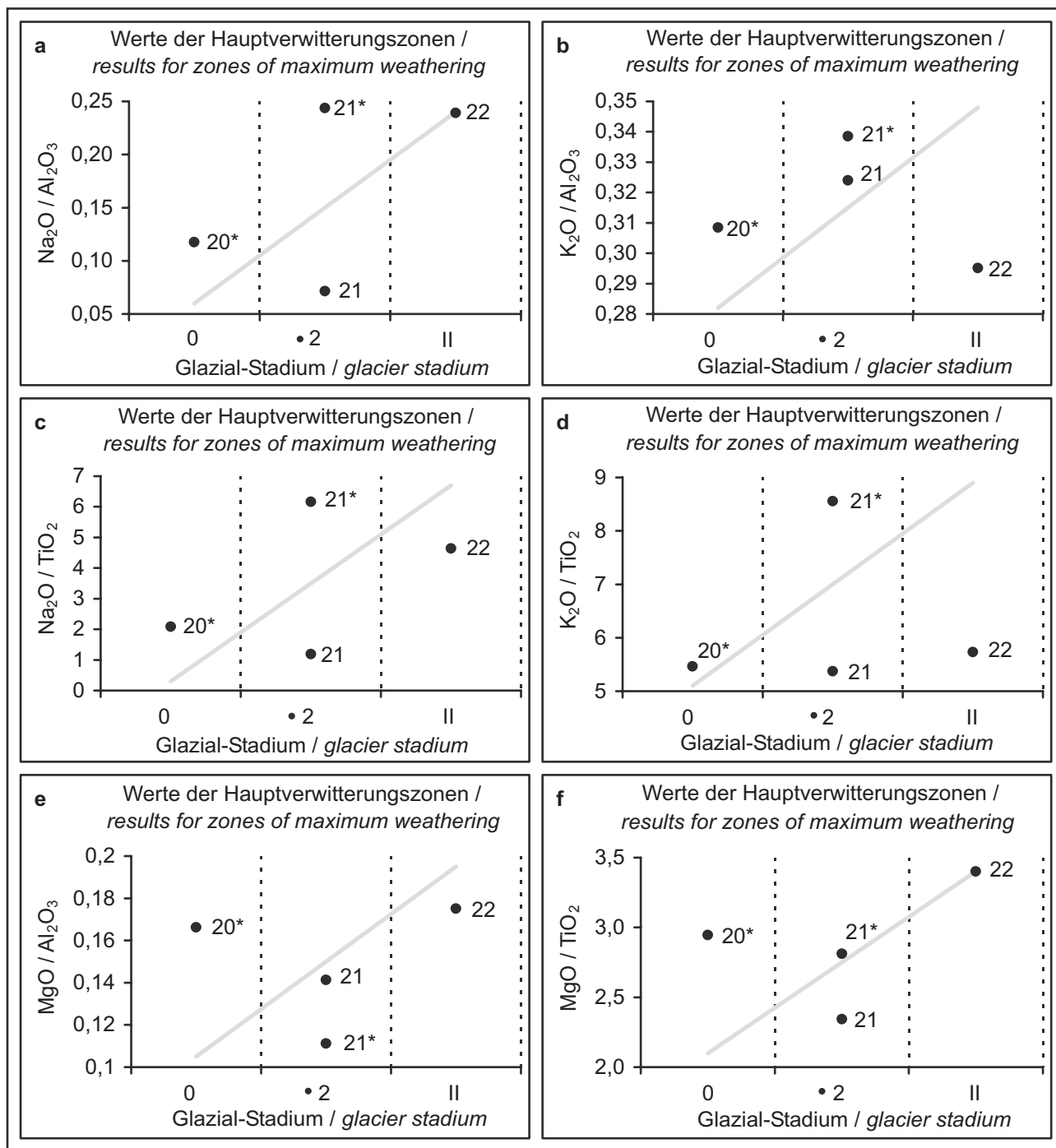
Figur 132a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V und V_i (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 132a-e: Results for the weathering indices MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V and V_i (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



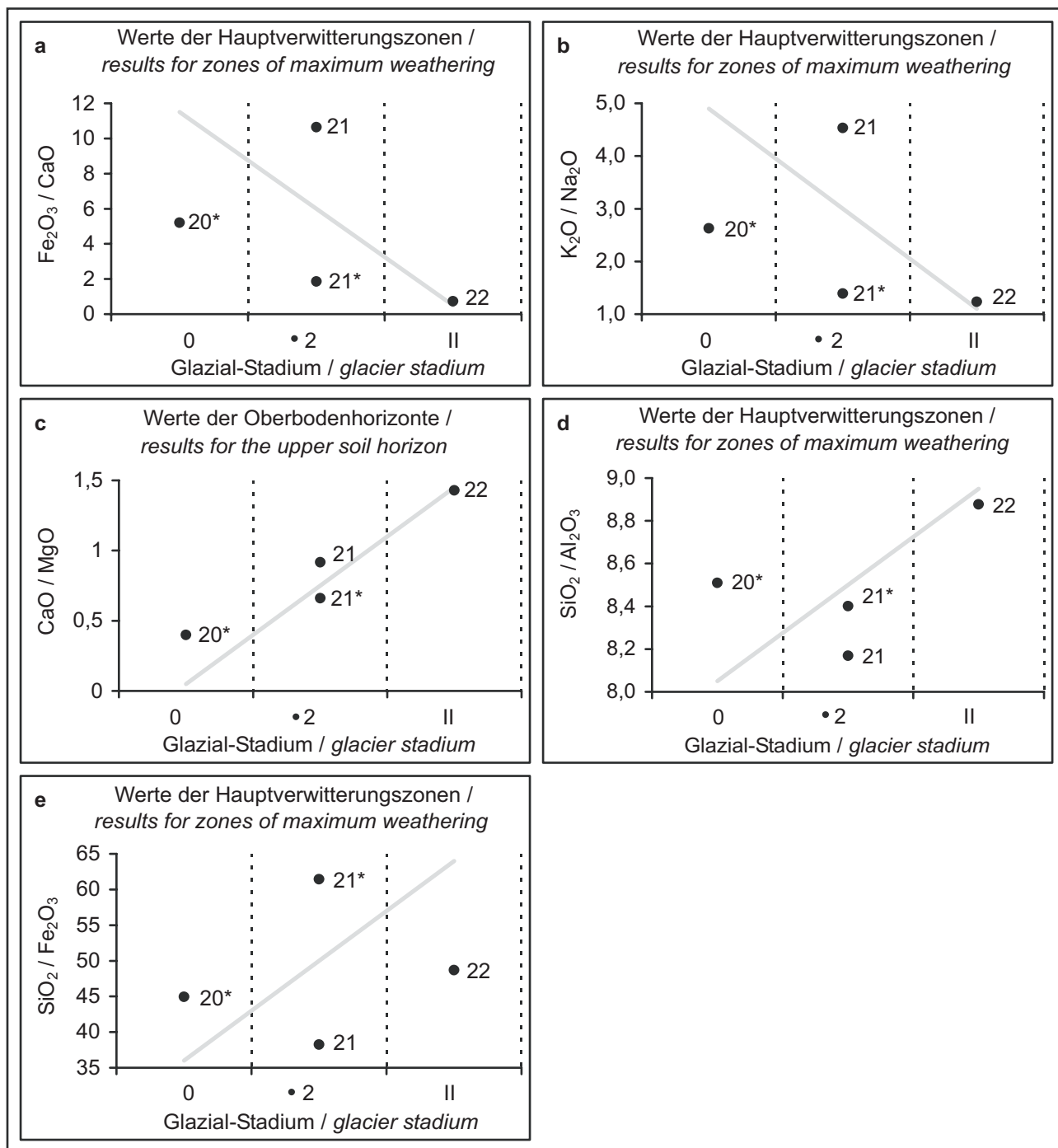
Figur 133a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $NKCM/A$, CIA (ohne carbonatisches Ca), CIA (mit carbonatischem Ca), CIW , FA/S und S/AFT (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 133a-f: Results for the weathering indices $NKCM/A$, CIA (without and with carbonatic Ca), CIW , FA/S and S/AFT (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



Figur 134a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ und MgO/TiO_2 (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 134a-f: Results for the weathering indices $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and MgO/TiO_2 (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



Figur 135a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, CaO/MgO , $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (a-b, d-e, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen und CaO/MgO (c, vgl. Tabelle 3) für die Oberbodenhorizonte der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 135a-e: Results for the weathering indices $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, CaO/MgO , $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering or the upper horizon of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.

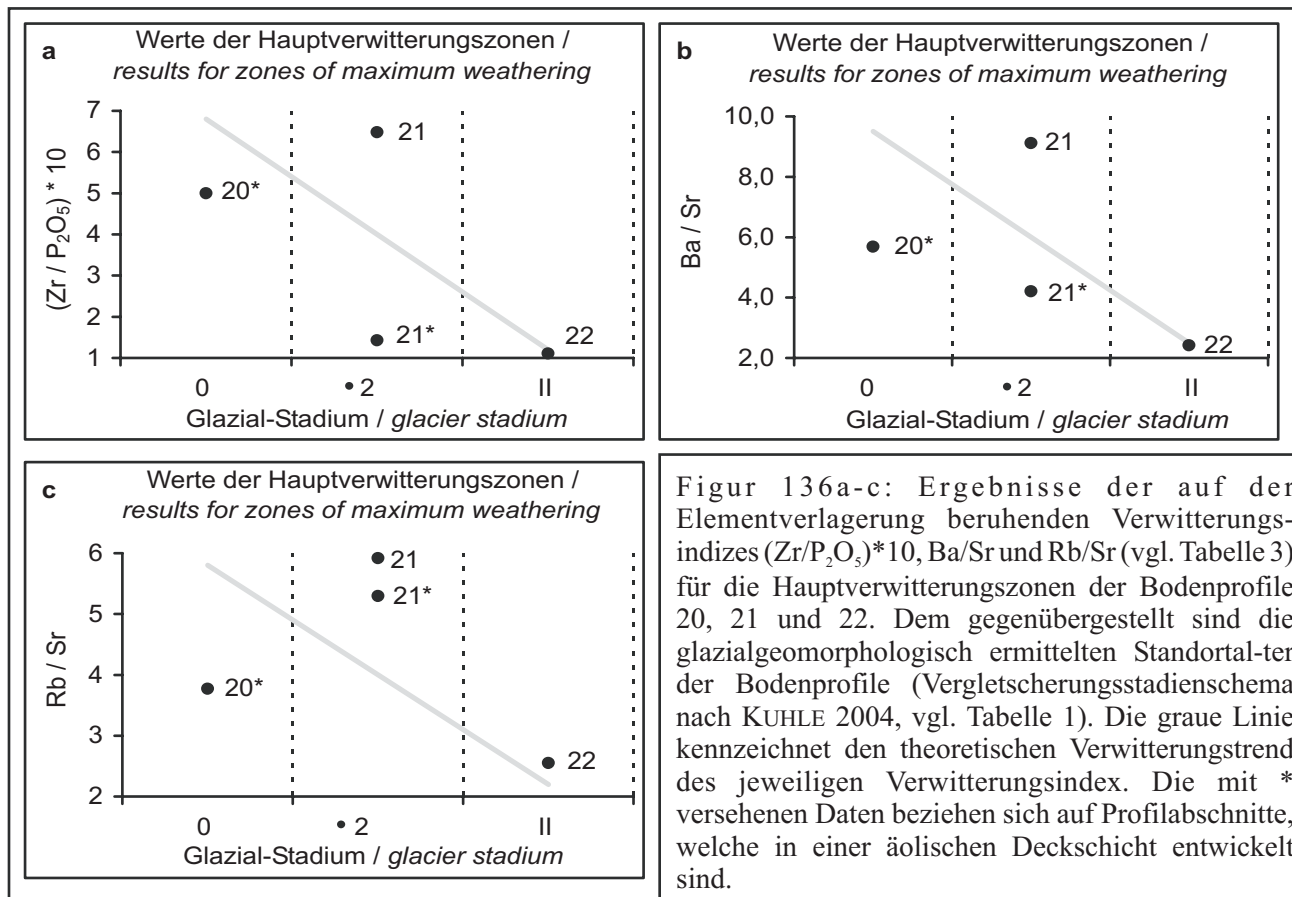


Figure 136a-c: Results for the weathering indices (Zr/P_2O_5)*10, Ba/Sr and Rb/Sr (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.

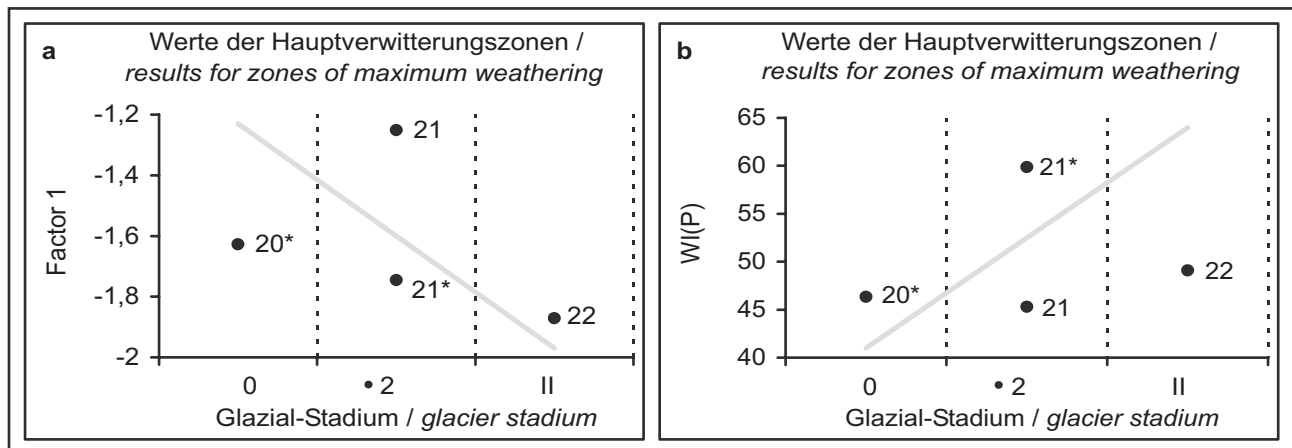
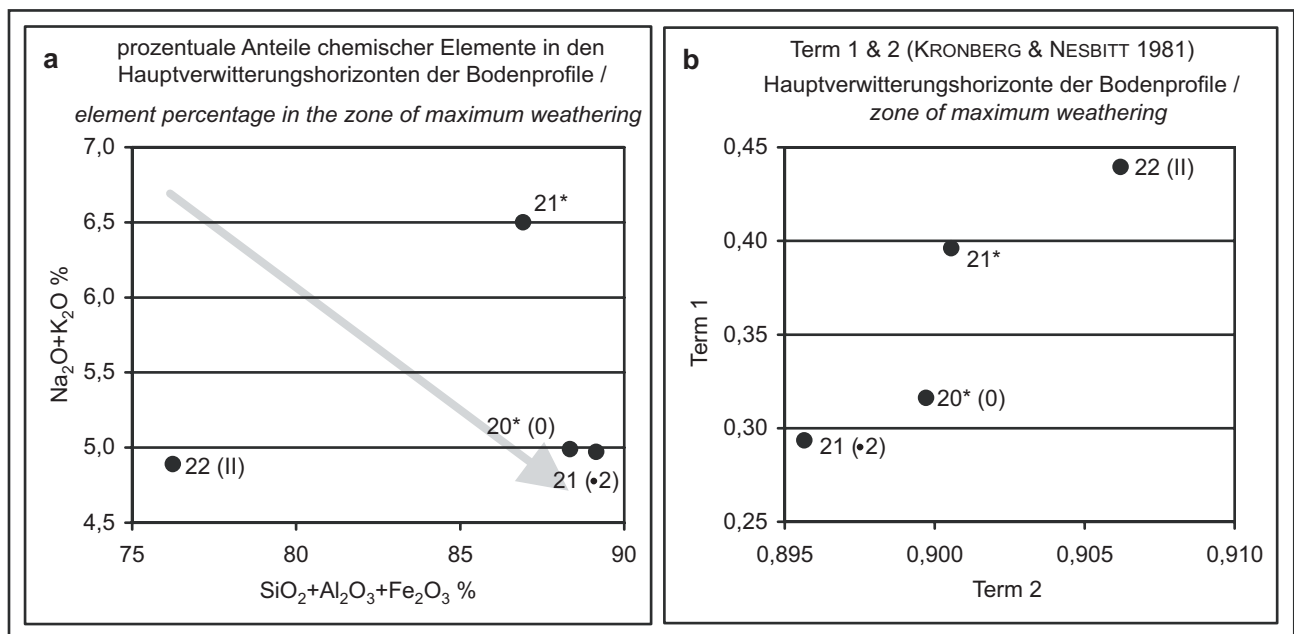
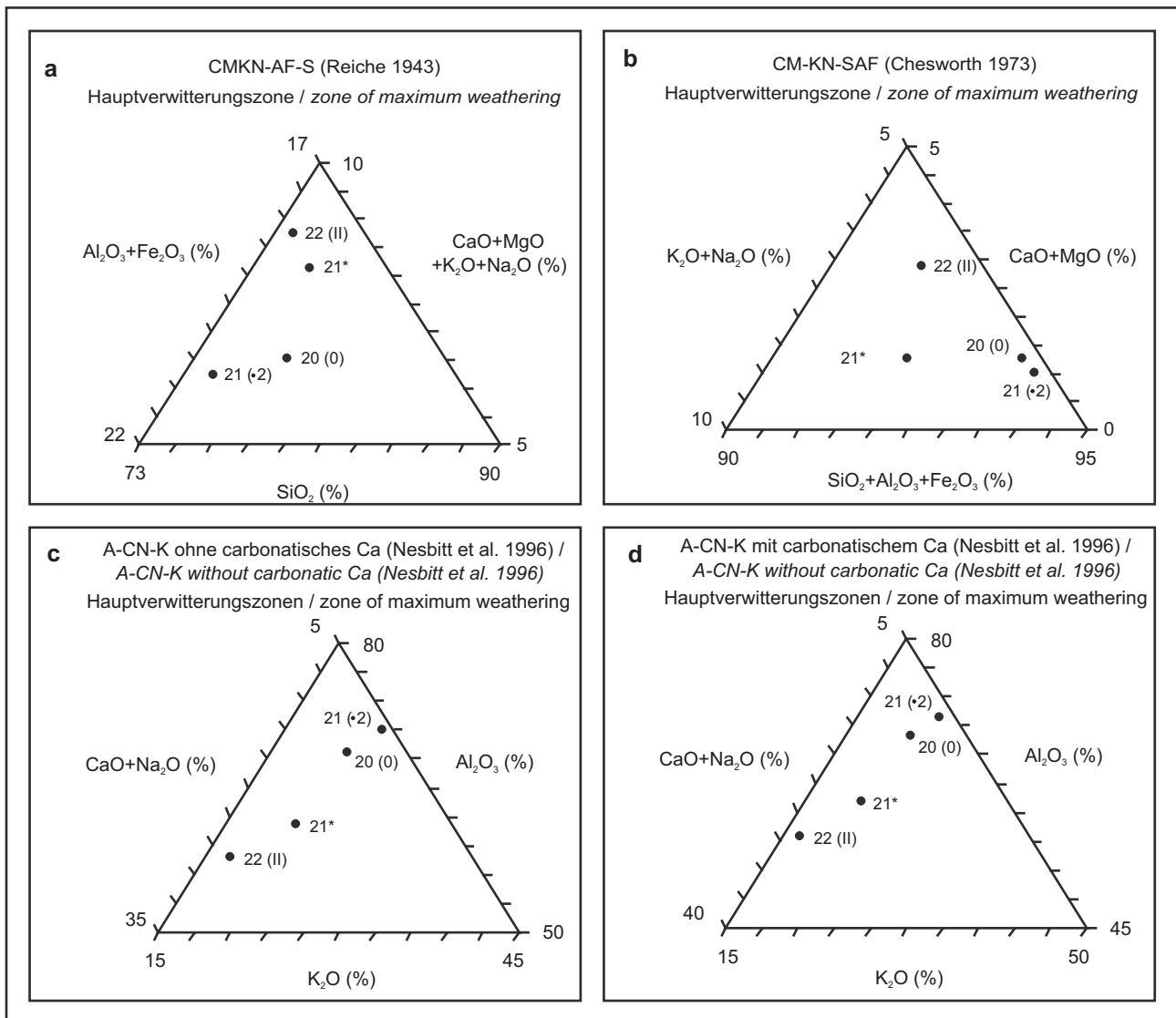


Figure 137a-b: Results for the weathering indices Factor 1 and WI(P) (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



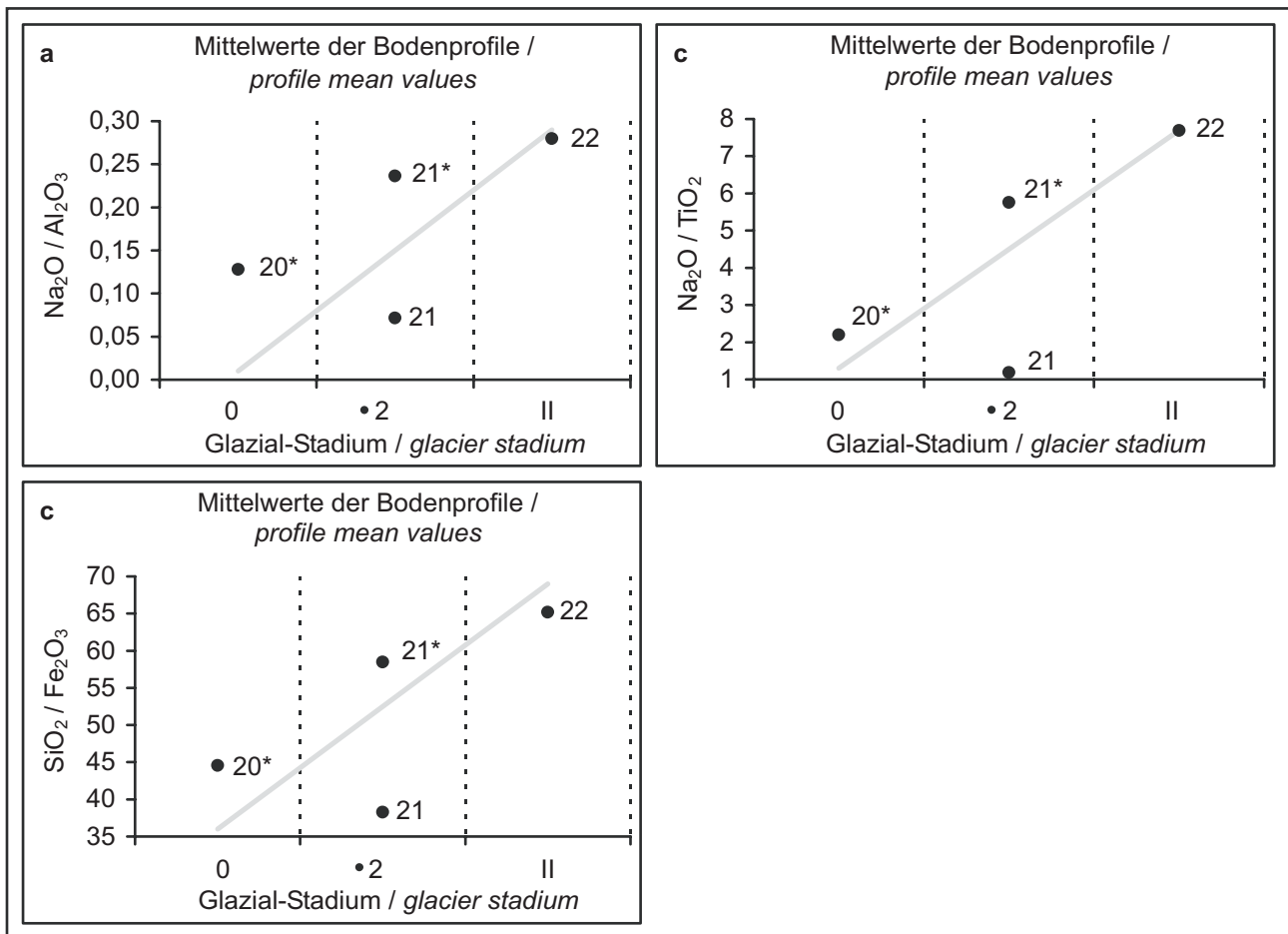
Figur 138a-b: Ergebnisse der Prozentanteile von ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) und ($\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$) an der Gesamtelementmenge (a, vgl. Tabelle 3), sowie des Term 1 und Term 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981) (b, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 20, 21 und 22. Der theoretische Verwitterungstrend für diese auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindikatoren ist für Figur a durch den Pfeil gekennzeichnet und für Figur b der Darstellung in Figur 1 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungs-stadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 138a-b: Results for the percentage of ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) and ($\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$) within the total element amount and Term 1 and Term 2 after KRONBERG & NESBITT (1981) (cf. table 3) in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey arrow in figure 138a and figure 1 mark the theoretically expected weathering trend of the indices. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



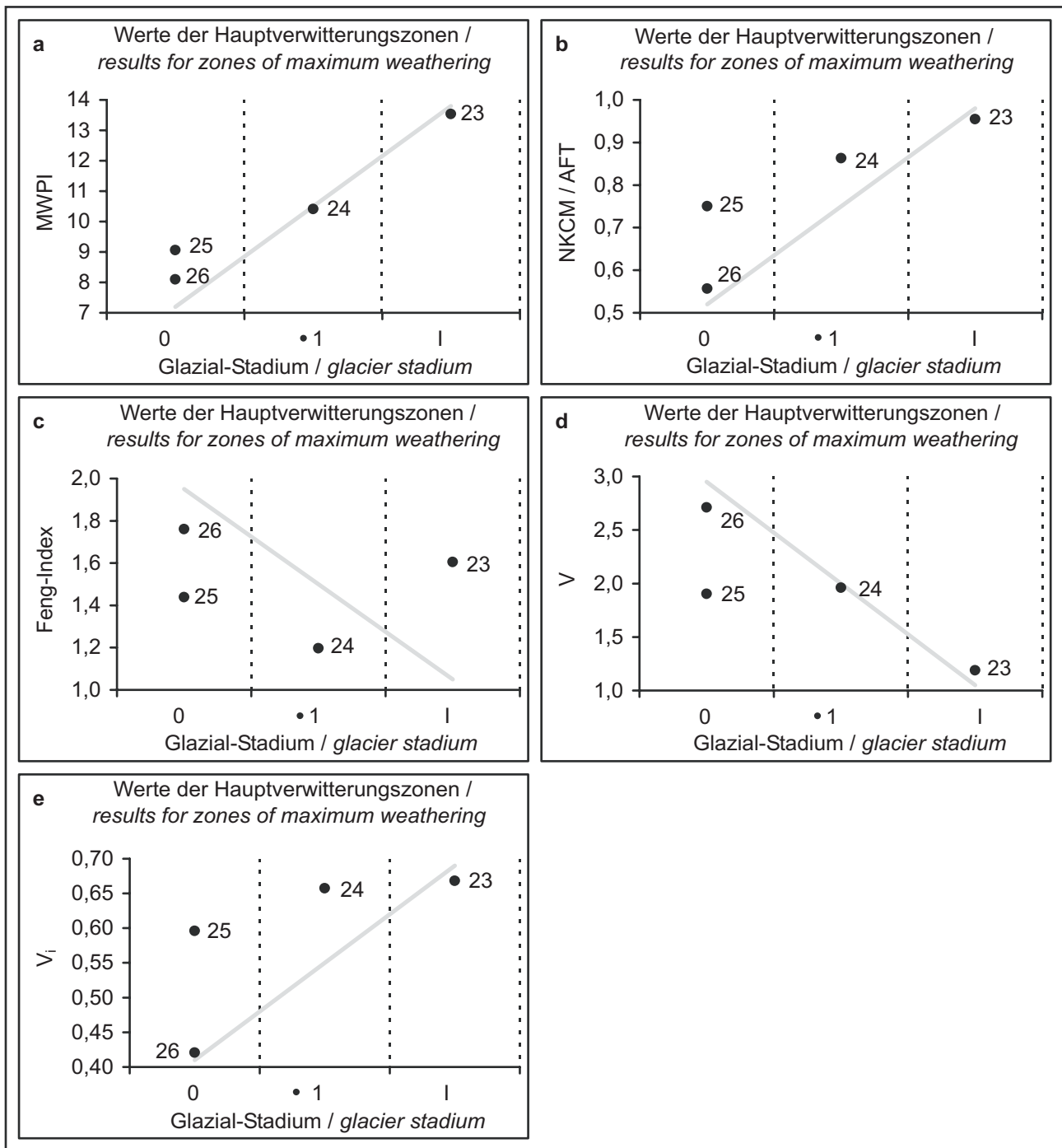
Figur 139a-d: Die Dreiecksdiagramme CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (ohne carbonatisches Ca) und A-CN-K (mit carbonatischem Ca) (vgl. Tabelle 3). Die Anteile der Elemente bzw. Elementgruppen für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 20, 21 und 22 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist den Darstellungen in den Figuren 2-4 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 139a-d: Ternary diagrams CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (without and with carbonatic Ca) (cf. table 3). The percentage of elements and element groups for the zone of maximum weathering of the soil profiles 20, 21 and 22 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 2-4. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



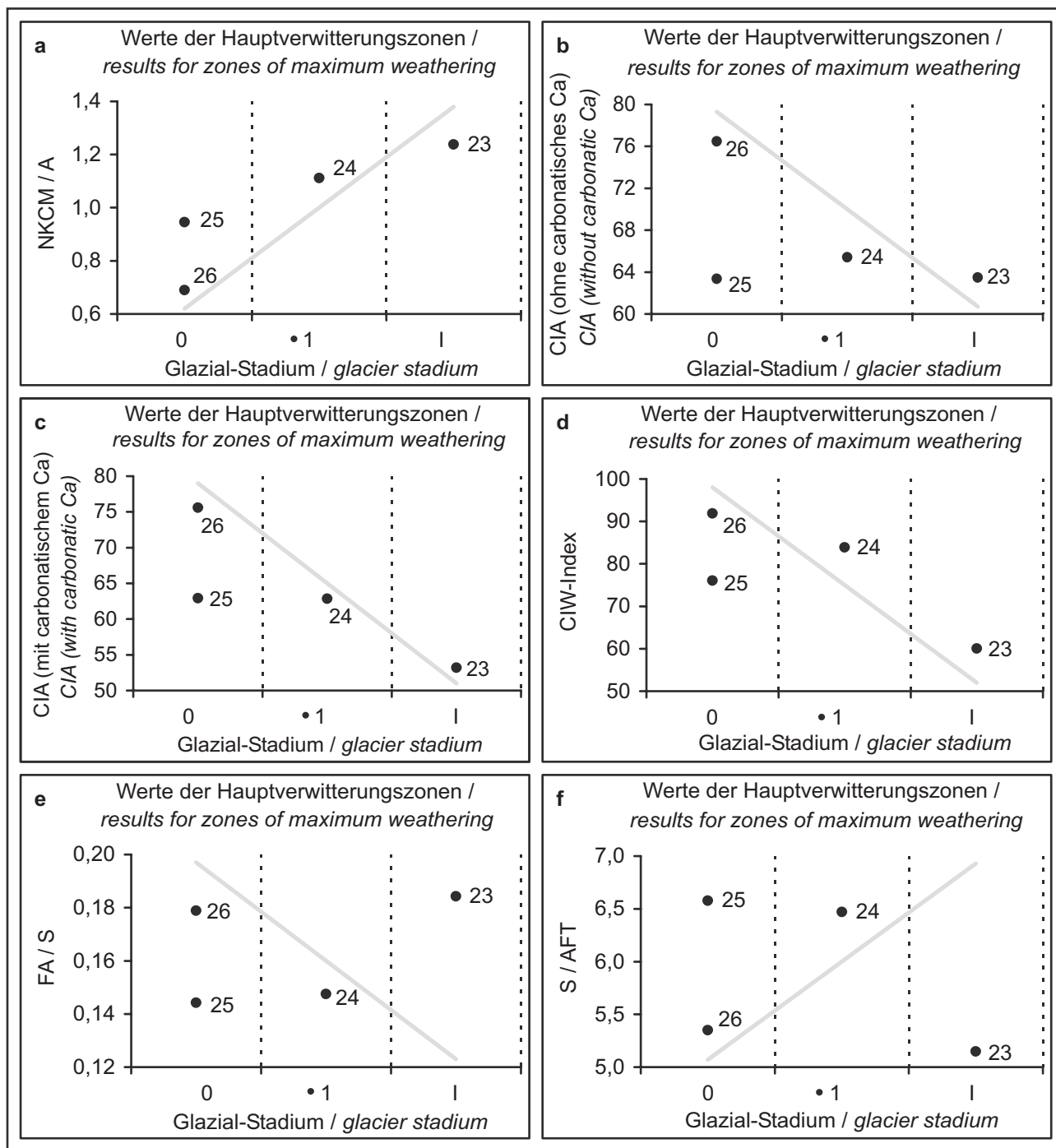
Figur 140a-c: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$, (vgl. Tabelle 3) als Profilmittelwerte der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 140a-c: Results for the weathering indices $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, and $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$, (cf. table 3) based on the mean values of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



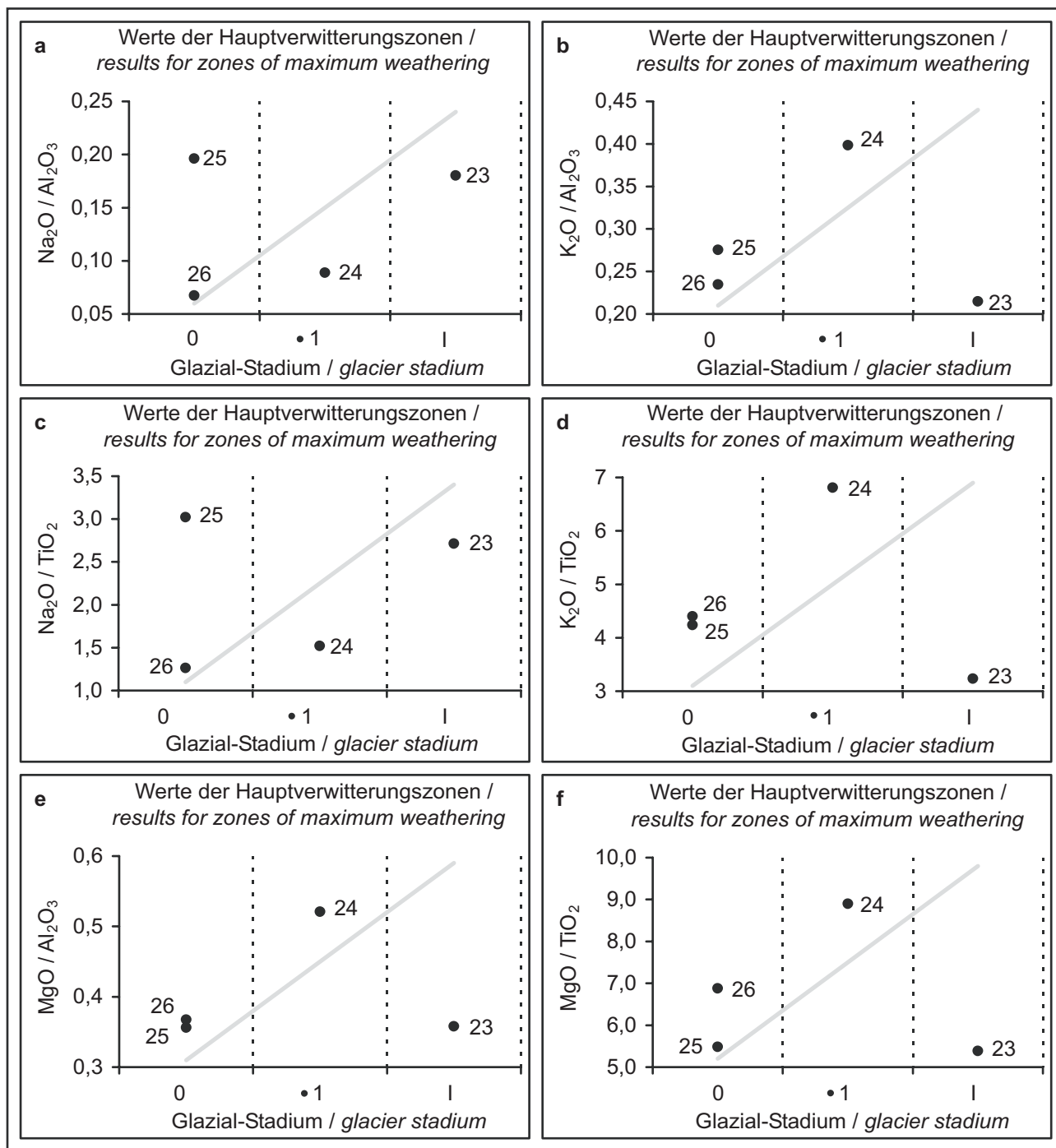
Figur 141a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V und V_i (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 141a-e: Results for the weathering indices MWPI, NKCM/AFT, Feng-Index, V and V_i (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



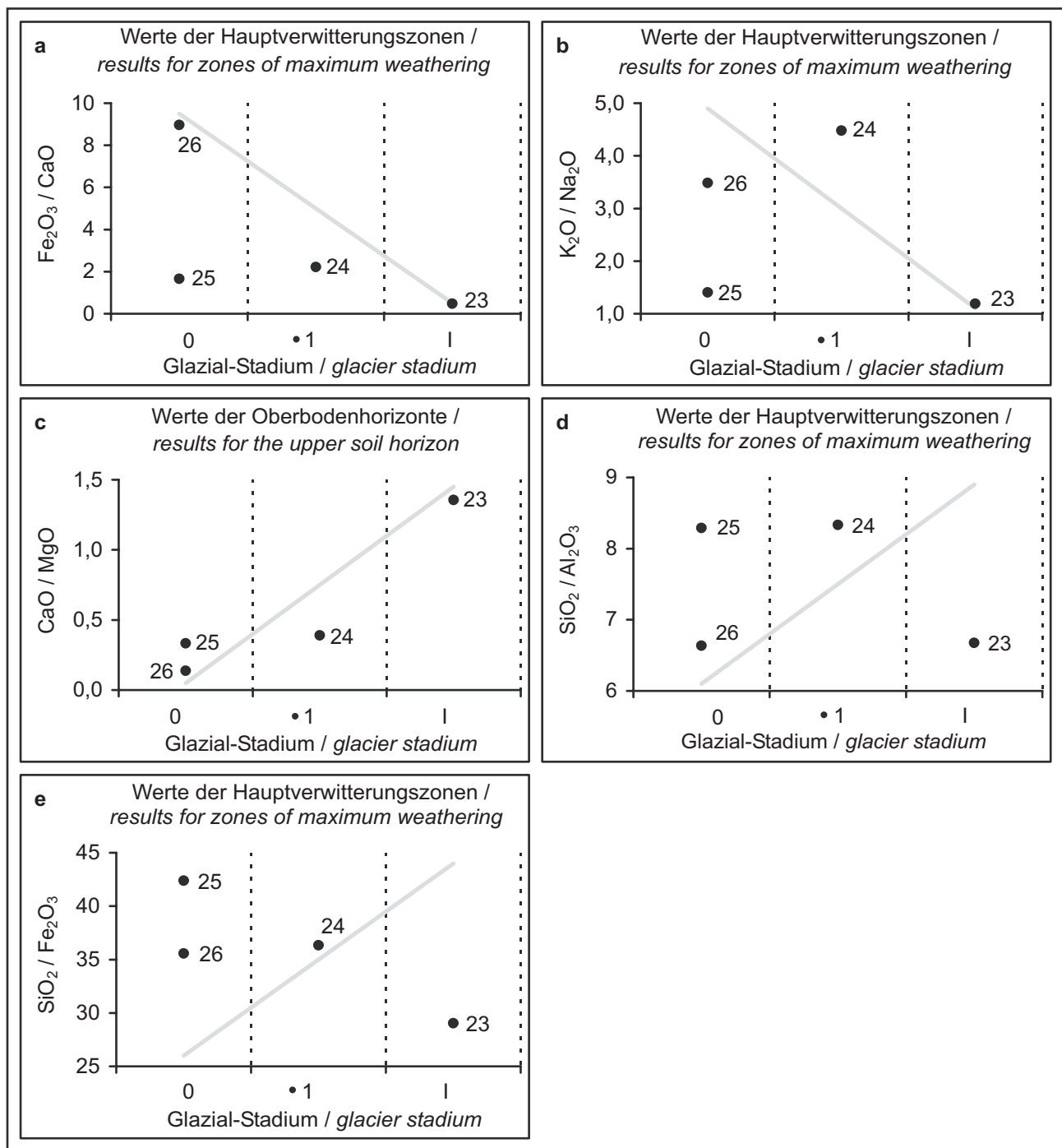
Figur 142a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $NKCM/A$, CIA (ohne carbonatisches Ca), CIA (mit carbonatischem Ca), CIW , FA/S und S/AFT (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 142a-f: Results for the weathering indices $NKCM/A$, CIA (without and with carbonatic Ca), CIW , FA/S and S/AFT (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



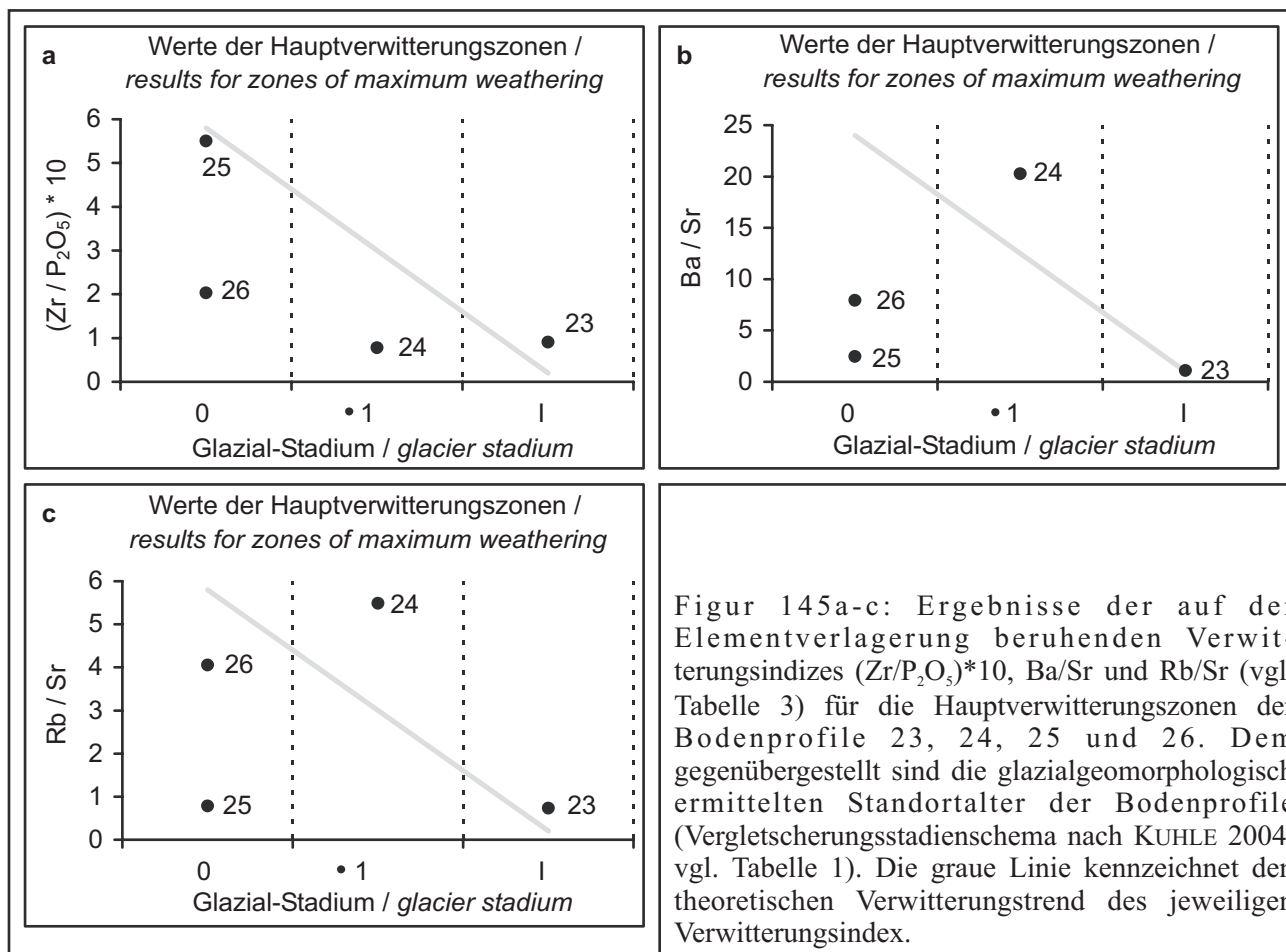
Figur 143a-f: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ und MgO/TiO_2 (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 143a-f: Results for the weathering indices $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and MgO/TiO_2 (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



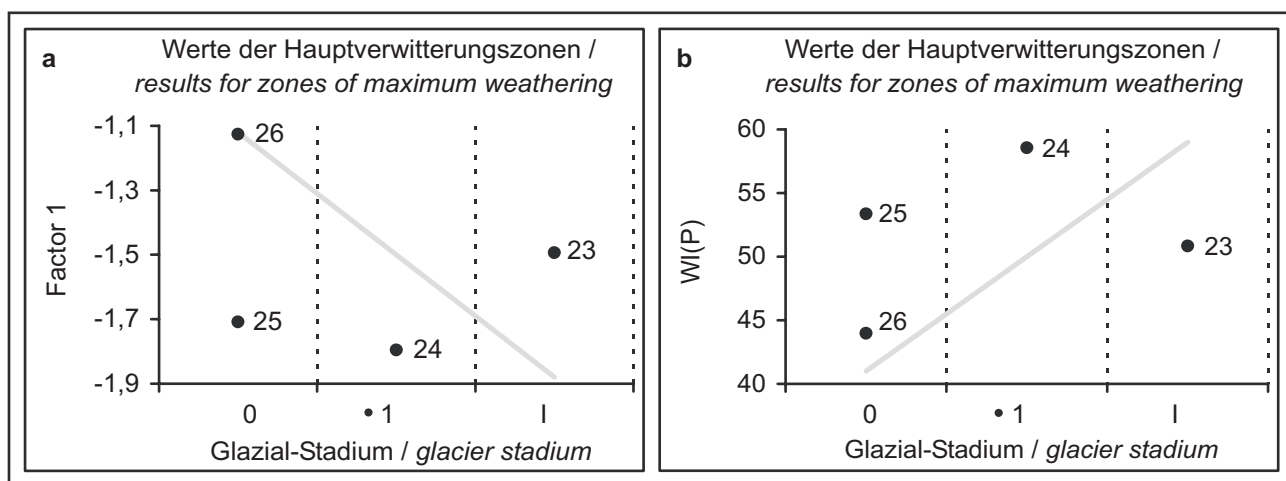
Figur 144a-e: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (a-b, d-e, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen und CaO/MgO (c, vgl. Tabelle 3) für die Oberbodenhorizonte der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 144a-e: Results for the weathering indices $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, CaO/MgO , $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering or the upper horizon of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



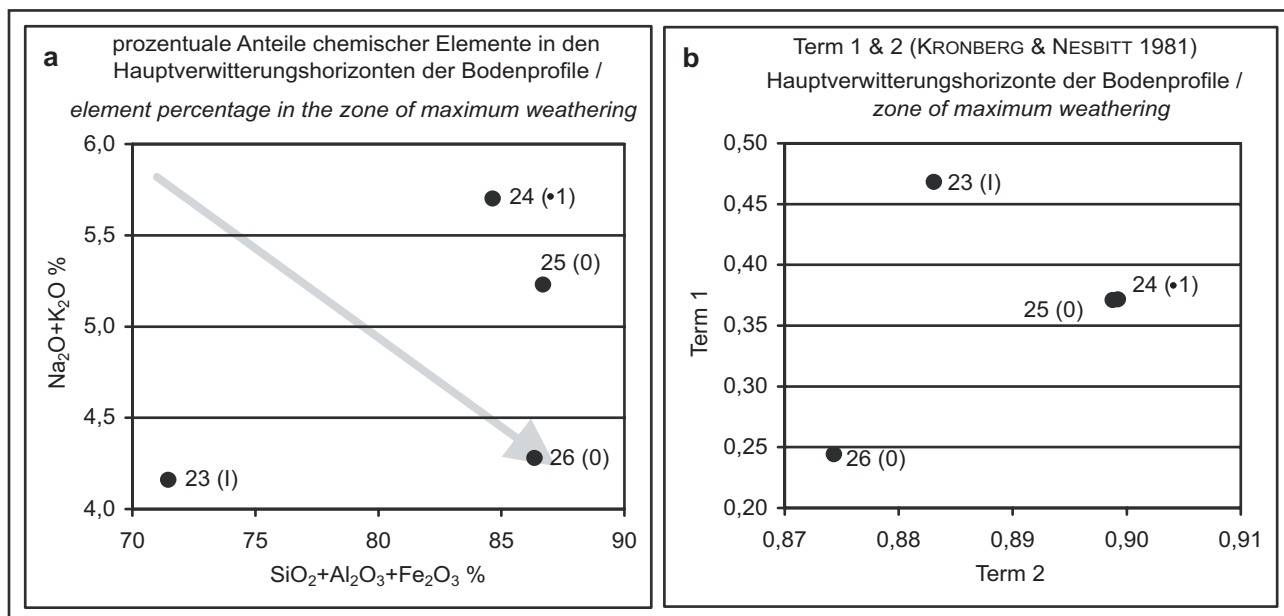
Figur 145a-c: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes $(Zr/P_2O_5)*10$, Ba/Sr und Rb/Sr (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 145a-c: Results for the weathering indices $(Zr/P_2O_5)*10$, Ba/Sr and Rb/Sr (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



Figur 146a-b: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes Factor 1 und WI(P) (vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

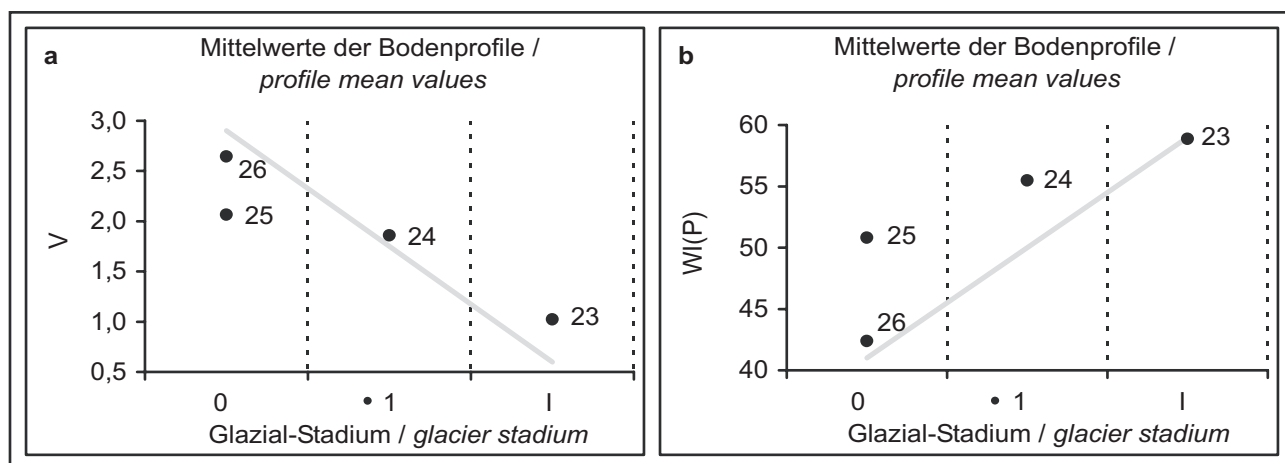
Figure 146a-b: Results for the weathering indices Factor 1 and WI(P) (cf. table 3) based on the element relocation in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



Figur 147a-b: Ergebnisse der Prozentanteile von ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) und ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) an der Gesamtelementmenge (a, vgl. Tabelle 3), sowie des Term 1 und Term 2 nach KRONBERG & NESBITT (1981) (b, vgl. Tabelle 3) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Der theoretische Verwitterungstrend für diese auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindikatoren ist für Figur a durch den Pfeil gekennzeichnet und für Figur b der Darstellung in Figur 1 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungs-stadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1).

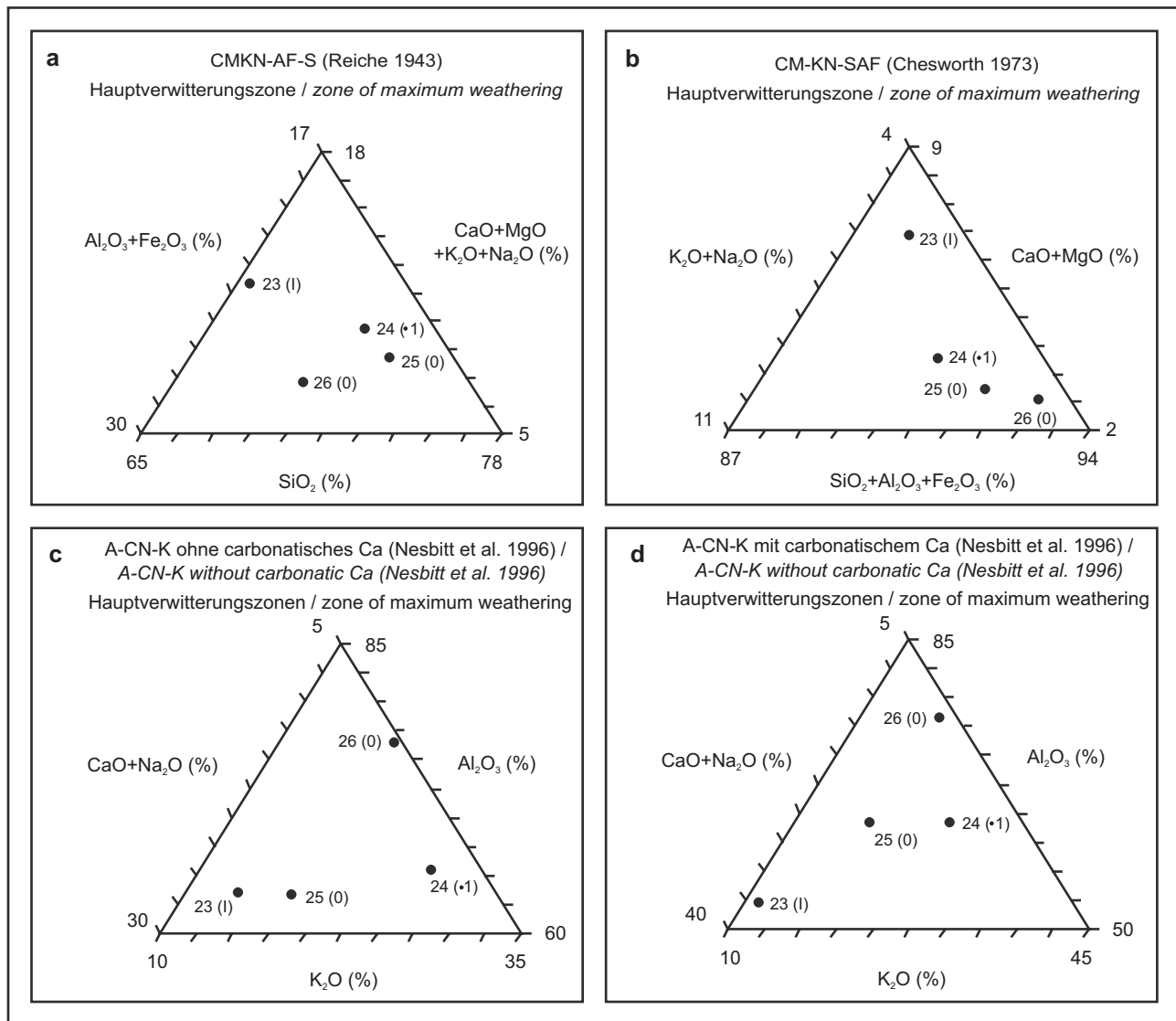
Figure 147a-b: Results for the percentage of ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) and ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) within the total element amount and Term 1 and Term 2 after KRONBERG & NESBITT (1981) (cf. table 3) in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey arrow in figure 147a and figure 1 mark the theoretically expected weathering trend of the indices.

Figur 148: folgt nach Figur 149 / Figure 148: follows behind Figure 149



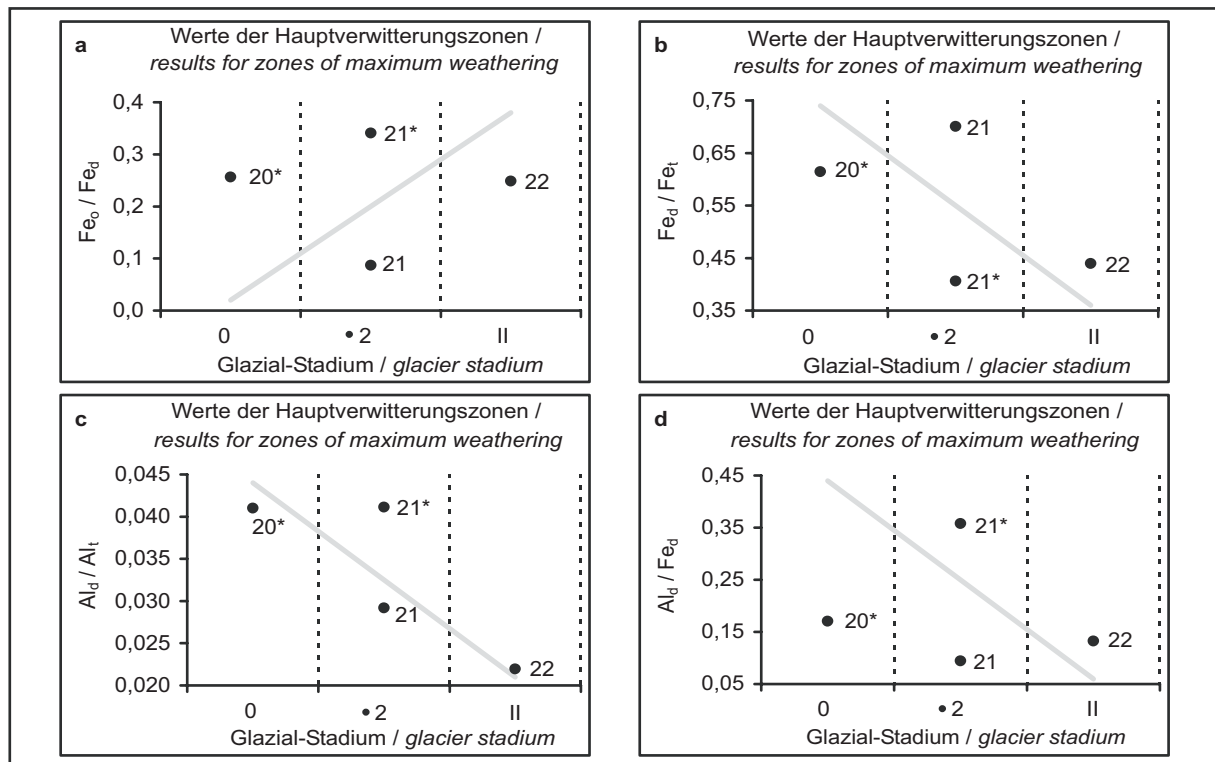
Figur 149a-c: Ergebnisse der auf der Elementverlagerung beruhenden Verwitterungsindizes V und WI(P) (vgl. Tabelle 3) als Profilmittelwerte der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 149a-b: Results for the weathering indices V and WI(P) (cf. table 3) based on the element relocation within the complete soil of profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



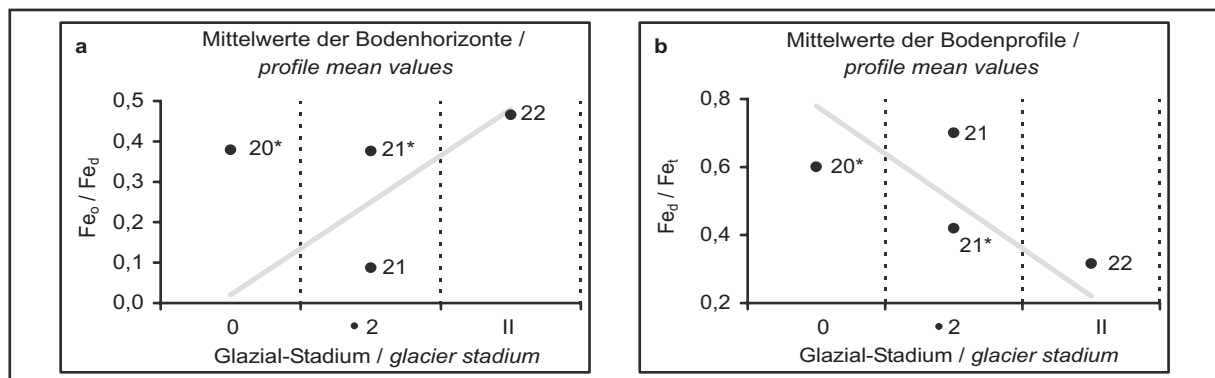
Figur 148a-d: Die Dreiecksdiagramme CMKN-AF-S, CM-KN-SAF und A-CN-K (ohne und mit carbonatischem Ca) (vgl. Tabelle 3). Die Anteile der Elemente bzw. Elementgruppen für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist den Darstellungen in den Figuren 2-4 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1).

Figure 148a-d: Ternary diagrams CMKN-AF-S, CM-KN-SAF, A-CN-K (without and with carbonatic Ca) (cf. table 3). The percentage of elements and element groups for the zone of maximum weathering of the soil profiles 23, 24, 25 and 26 are used as weathering indicator. The theoretically expected trend is shown in figure 2-4. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given.



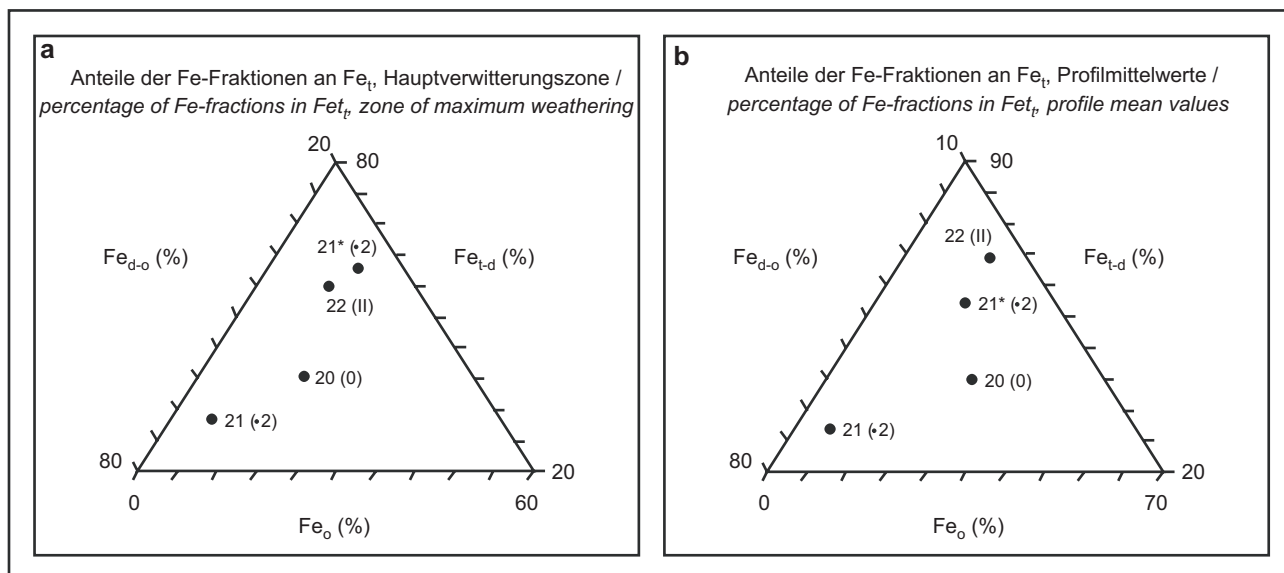
Figur 150a-d: Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide beruhenden Verwitterungsindizes Fe_o/Fe_a , Fe_d/Fe_i , Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 150a-d: Results for the weathering indices Fe_o/Fe_a , Fe_d/Fe_i , Al_d/Al_t and Al_d/Fe_d (cf. table 4) based on the development of pedogenic oxides in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



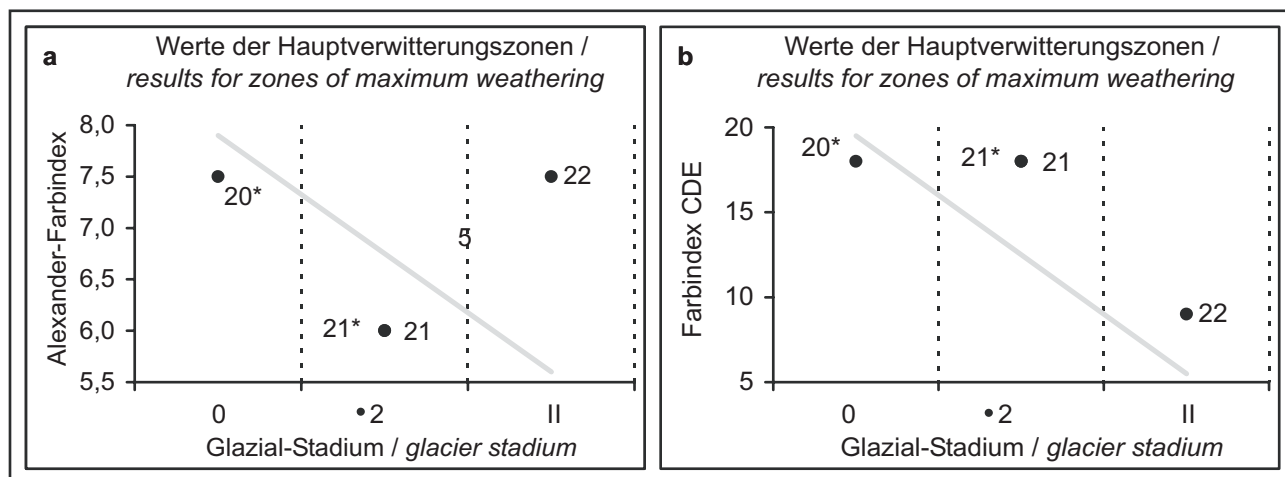
Figur 151a-d: Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide beruhenden Verwitterungsindizes Fe_o/Fe_a und Fe_d/Fe_i (vgl. Tabelle 4) als Mittelwerte der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 151a-b: Results for the weathering indices Fe_o/Fe_a and Fe_d/Fe_i (cf. table 4) based on the development of pedogenic oxides within the complete soil of profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



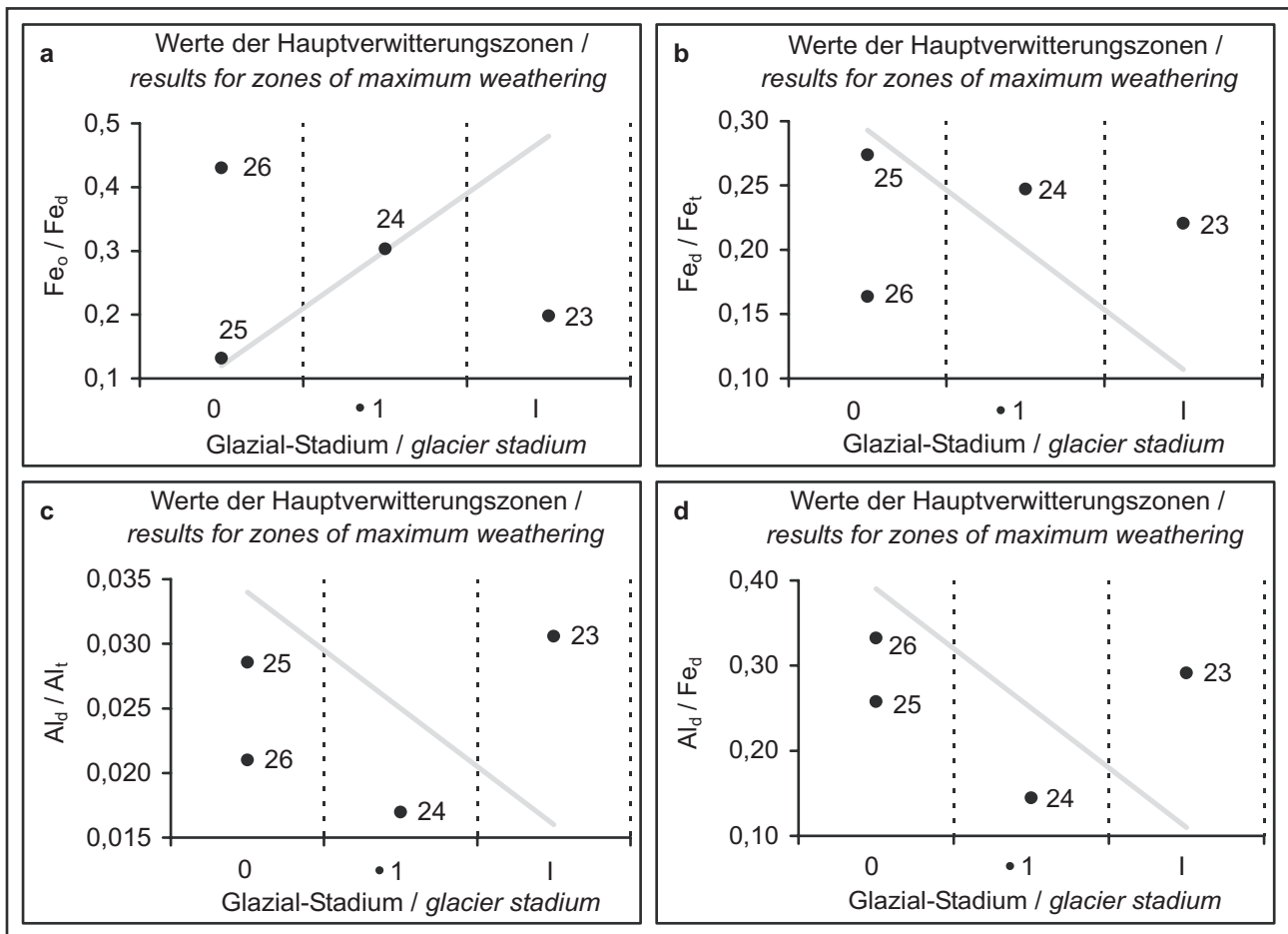
Figur 152a-b: Dreiecksdiagramme mit den Prozentanteilen des silikatischen Fe (Fe_{t-d}), der kristallinen pedogenen Fe-Oxide (Fe_{d-o}) und der amorphen pedogenen Fe-Oxide (Fe_o) am Gesamteisen (Fe_t) (vgl. Tabelle 4). Die Anteile der Fe-Fractionen in den Hauptverwitterungs-zonen (a) bzw. als Mittelwerte (b) der Bodenprofile 20, 21 und 22 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist der Darstellung in Figur 5 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 152a-b: Ternary diagrams with percentage of silicate bound Fe (Fe_{t-d}), crystalline pedogene Fe (Fe_{d-o}) and amorphous pedogene Fe-oxides (Fe_o) within total Fe (Fe_t) (cf. table 4). The results for the zone of maximum extent of weathering and for the complete soil of profile 20, 21 and 22 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 5. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



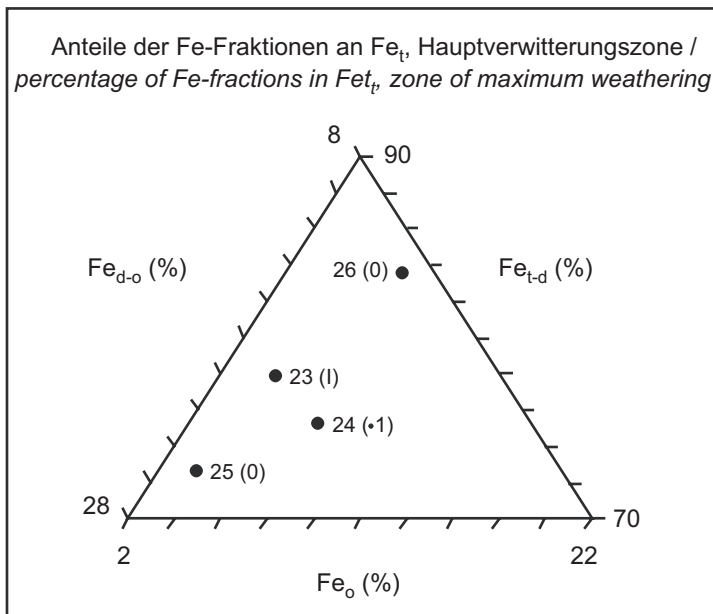
Figur 153a-b: Ergebnisse der auf der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes Alexander-Farbindex und CDE (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 153a-b: Results for the weathering indices Alexander-Farbindex and CDE (cf. table 4) based on the soil colour in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



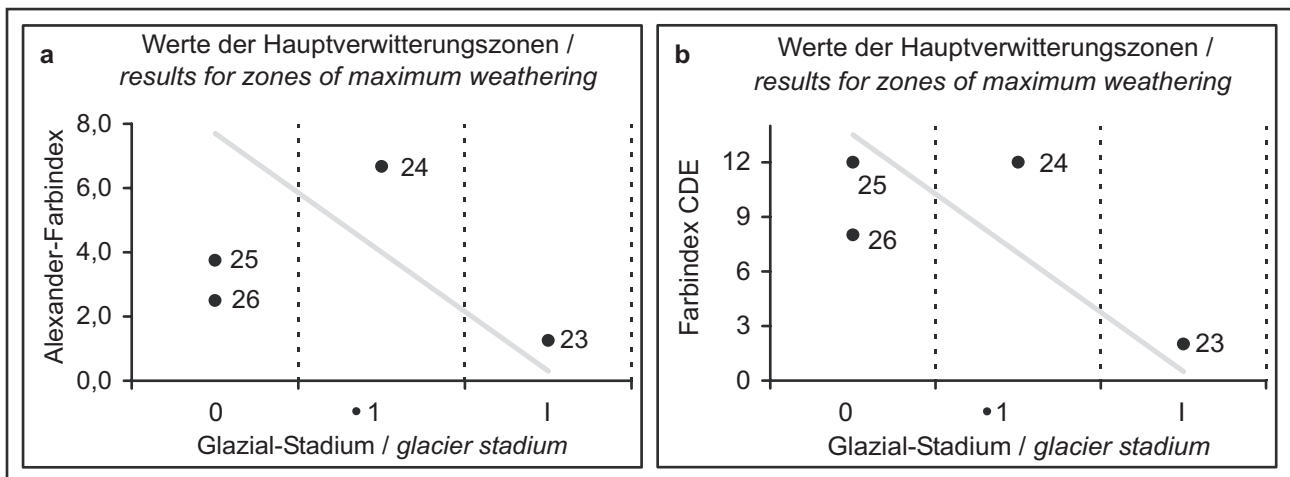
Figur 154a-d: Ergebnisse der auf der Bildung pedogener Oxide beruhenden Verwitterungsindizes Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t , Al_d/Al_t und Al_d/Fe_d (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 154a-d: Results for the weathering indices Fe_o/Fe_d , Fe_d/Fe_t , Al_d/Al_t and Al_d/Fe_d (cf. table 4) based on the development of pedogenic oxides in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



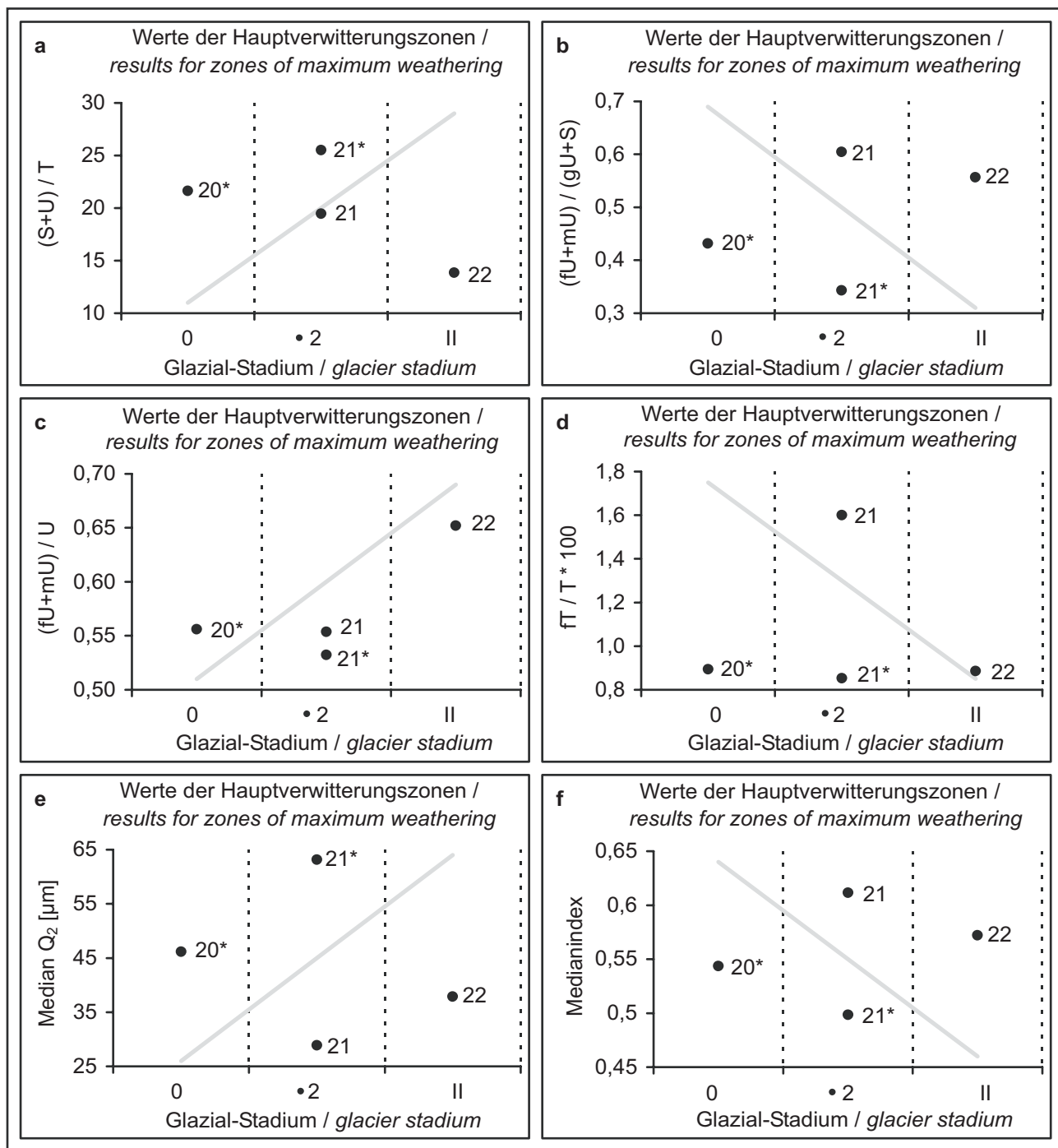
Figur 155: Dreiecksdiagramm mit den Prozentanteilen des silikatischen Fe (Fe_{t-d}), der kristallinen pedogenen Fe-Oxide (Fe_{d-o}) und der amorphen pedogenen Fe-Oxide (Fe_o) am Gesamteisen (Fe_t) (vgl. Tabelle 4). Die Anteile der Fe-Fractionen in den Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26 dienen als Verwitterungsindikatoren. Der theoretische Verwitterungstrend ist der Darstellung in Figur 5 zu entnehmen. Hinter der Bodenprofilnummer ist jeweils das glazialgeomorphologisch ermittelte Standortalter der Profile angegeben (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1).

Figure 155: Ternary diagrams with percentage of silicate bound Fe (Fe_{t-d}), crystalline pedogene Fe (Fe_{d-o}) and amorphous pedogene Fe-oxides (Fe_o) within total Fe (Fe_t) (cf. table 4). The results for the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 are used as weathering indicator. The theoretically expected weathering trend is shown in figure 5. In addition to the profile number the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1) is given.



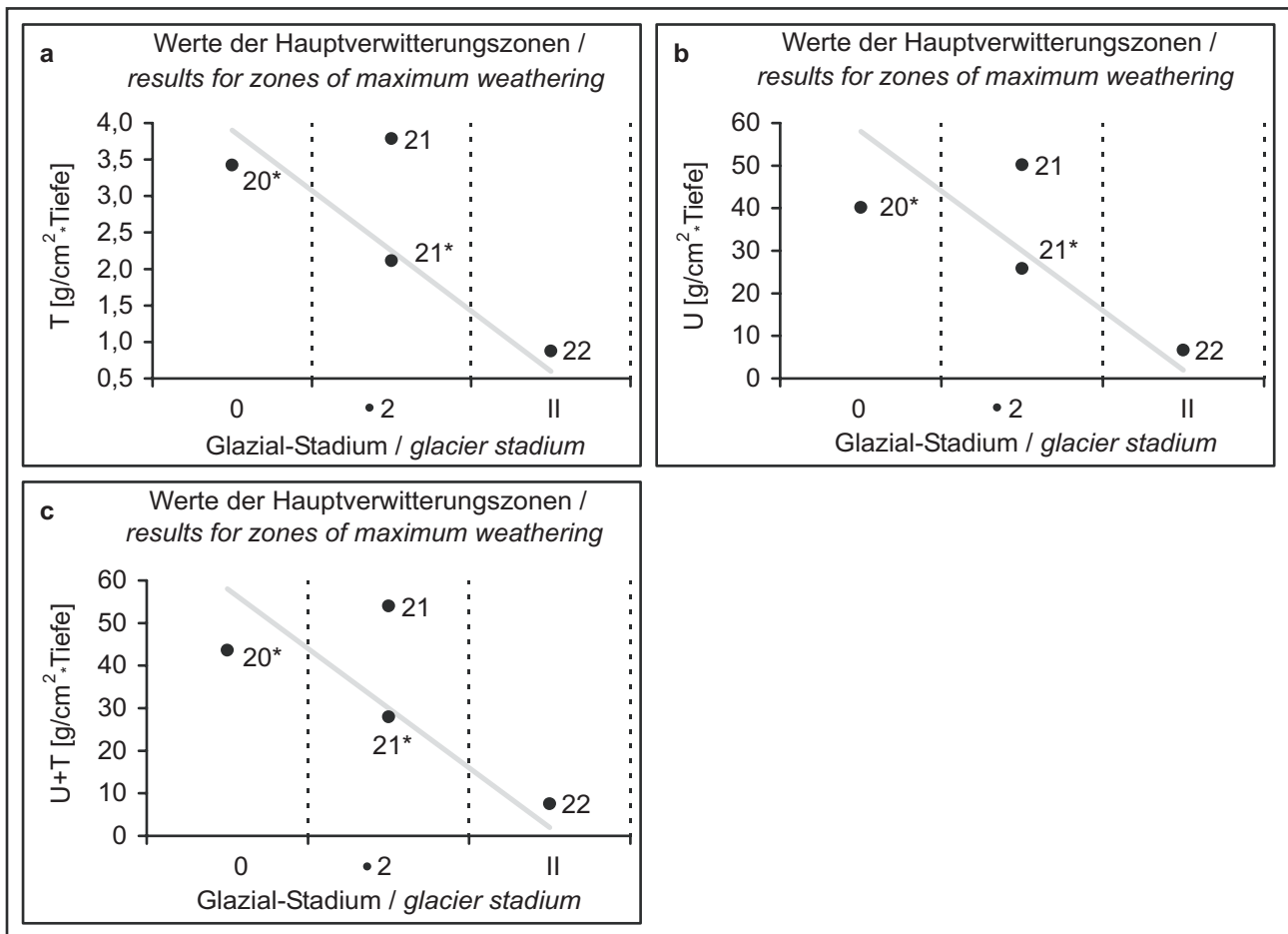
Figur 156a-b: Ergebnisse der auf der Bodenfarbe beruhenden Verwitterungsindizes Alexander-Farbindex und CDE (vgl. Tabelle 4) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 156a-b: Results for the weathering indices Alexander-Farbindex and CDE (cf. table 4) based on the soil colour in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



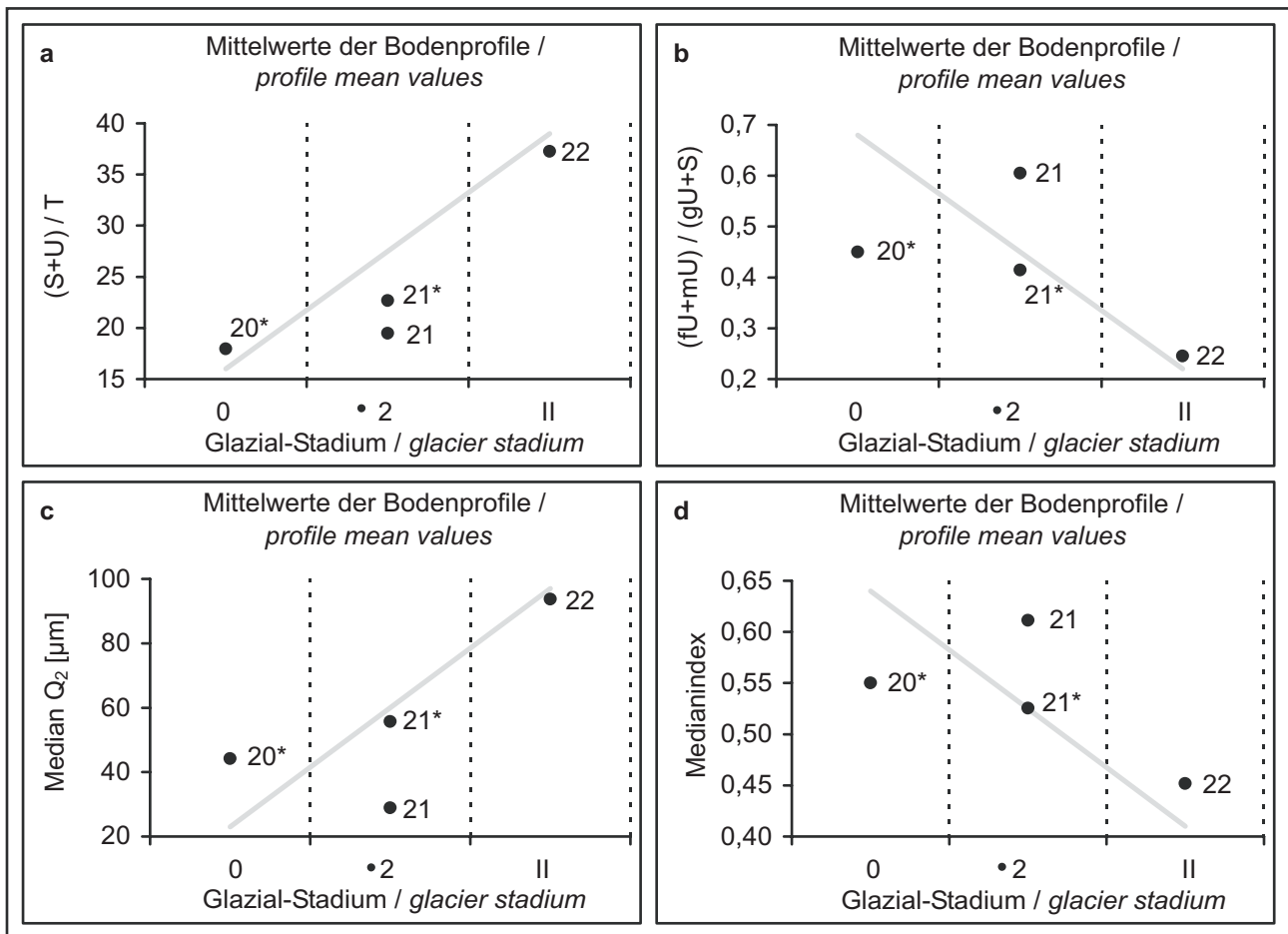
Figur 157a-f: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T \cdot 100$, Median Q_2 und Medianindex (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 157a-f: Results for the weathering indices $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T \cdot 100$, Median Q_2 and Medianindex (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



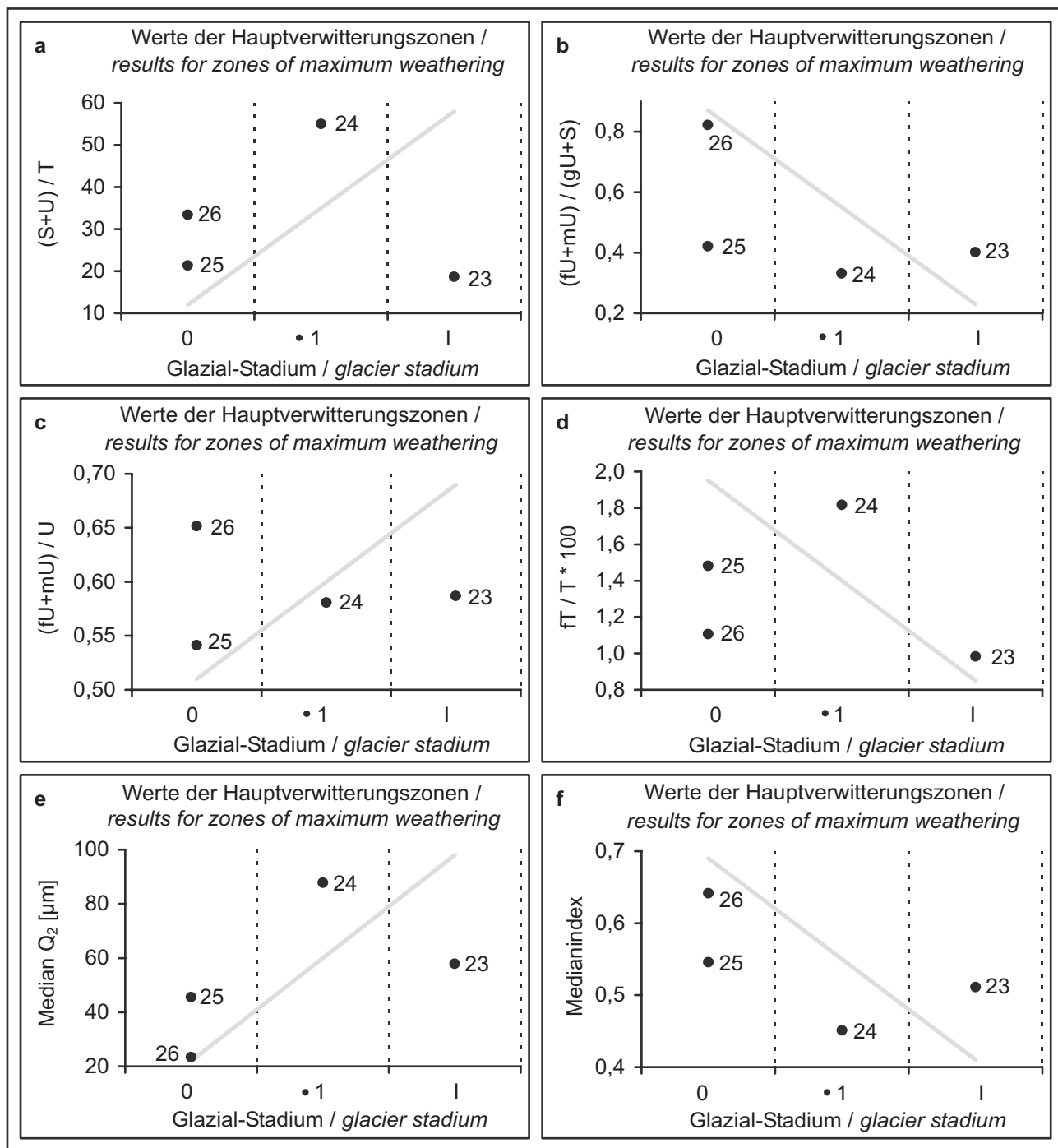
Figur 158a-c: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindikatoren Tonmasse, Schluffmasse, und Summe aus Ton- und Schluffmasse (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 158a-c: Results for the weathering indicators clay mass, silt mass and sum of clay and silt mass (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



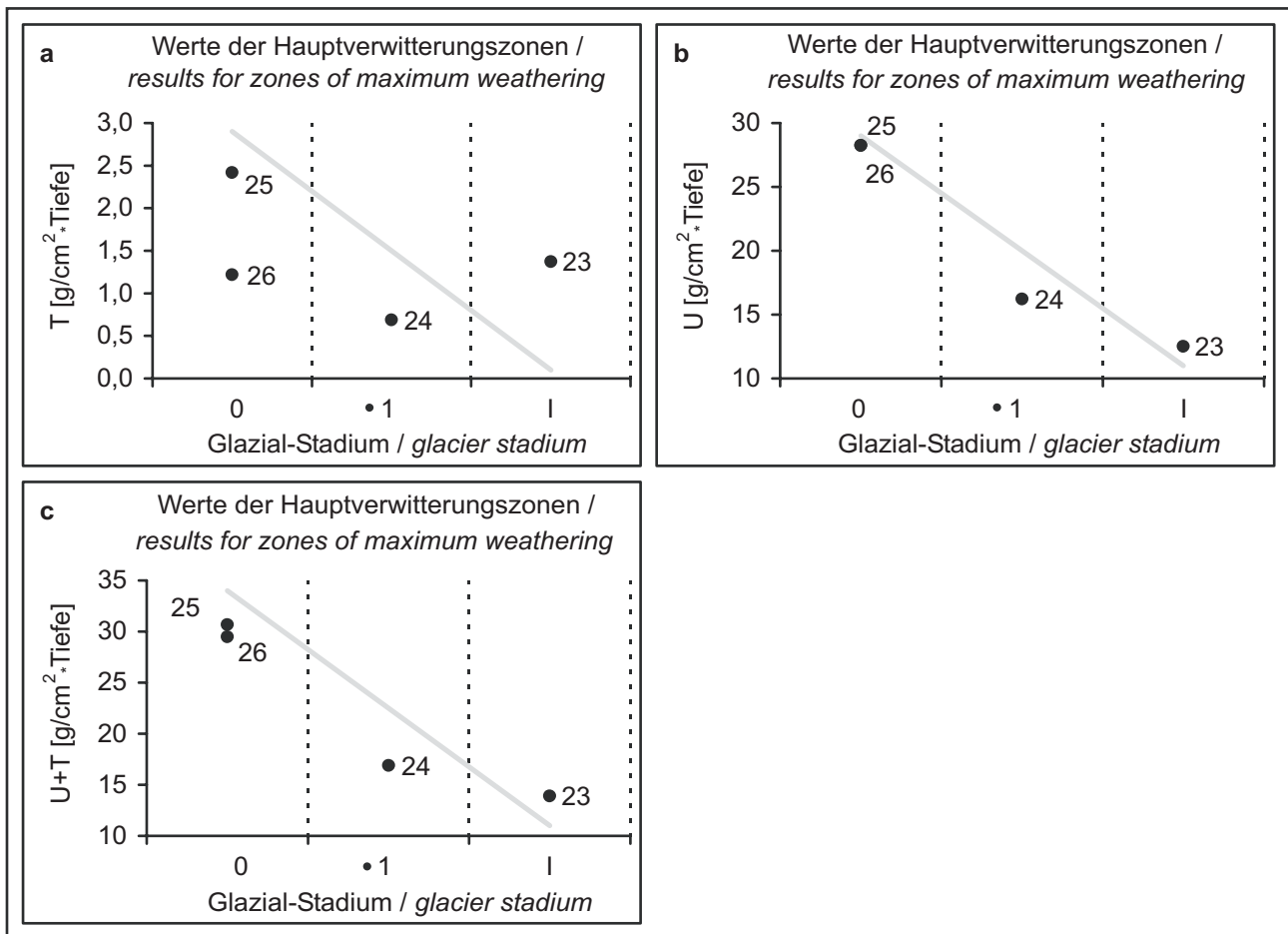
Figur 159a-d: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T \cdot 100$, Median Q_2 und Medianindex (vgl. Tabelle 7) als Mittelwerte der Bodenprofile 20, 21 und 22. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex. Die mit * versehenen Daten beziehen sich auf Profilabschnitte, welche in einer äolischen Deckschicht entwickelt sind.

Figure 159a-d: Results for the weathering indices $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, Median Q_2 and Medianindex (cf. table 7) based on the grain size distribution as profile mean values of soil profile 20, 21 and 22 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index. * indicates values of profile zones that are developed in an aeolian top layer.



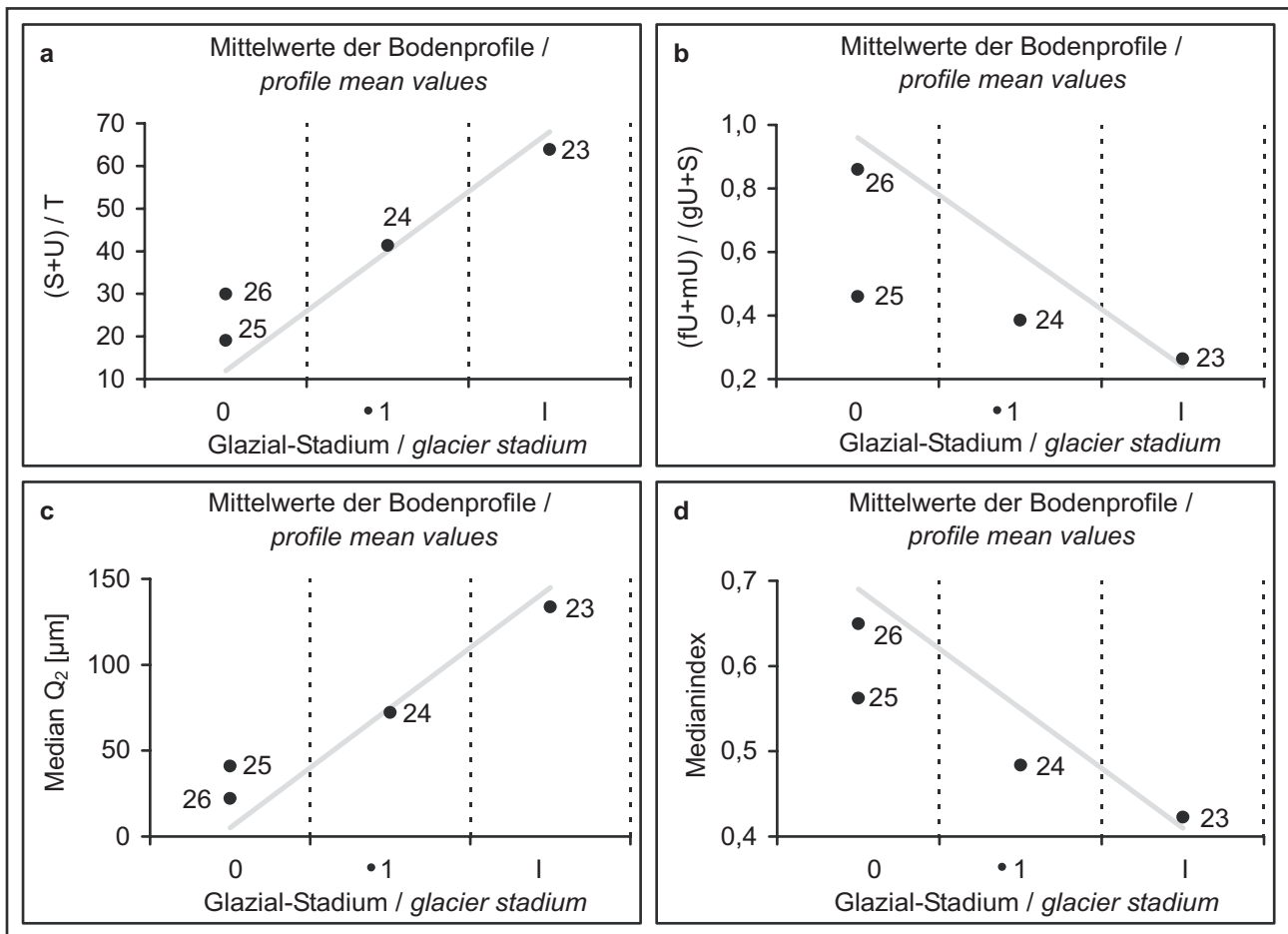
Figur 160a-f: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T*100$, Median Q_2 und Medianindex (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 160a-f: Results for the weathering indices $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T*100$, Median Q_2 and Medianindex (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



Figur 161a-c: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindikatoren Tonmasse, Schluffmasse, und Summe aus Ton- und Schluffmasse (vgl. Tabelle 7) für die Hauptverwitterungszonen der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 161a-c: Results for the weathering indicators clay mass, silt mass and sum of clay and silt mass (cf. table 7) based on the grain size distribution in the zone of maximum extent of weathering of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



Figur 162a-d: Ergebnisse der auf der Korngrößenverteilung des Feinbodens beruhenden Verwitterungsindizes $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, $(fU+mU)/U$, $fT/T \cdot 100$, Median Q_2 und Medianindex (vgl. Tabelle 7) als Mittelwerte der Bodenprofile 23, 24, 25 und 26. Dem gegenübergestellt sind die glazialgeomorphologisch ermittelten Standortalter der Bodenprofile (Vergletscherungsstadienschema nach KUHLE 2004, vgl. Tabelle 1). Die graue Linie kennzeichnet den theoretischen Verwitterungstrend des jeweiligen Verwitterungsindex.

Figure 162a-d: Results for the weathering indices $(S+U)/T$, $(fU+mU)/(gU+S)$, Median Q_2 and Medianindex (cf. table 7) based on the grain size distribution as profile mean values of soil profile 23, 24, 25 and 26 in relation to the location age derived from glaciogeomorphological analyses (scheme of KUHLE 2004, cf. table 1). The grey line marks the theoretically expected weathering trend of each index.



Photo 1: Talaufwärtiger Blick aus 3350 m NN, 0,6 km westlich Khinga, nach Osten in das Jhon Khola und das Muktinath-Becken, sowie die Ursprungstäler Jhon Khola (a), Thoron Khola (b) und Linkes Thoron Khola Seitental (c). Zwischen dem Yakwakan (6482m NN) (Y) und dem Khatunkan (6484m NN) (K 1) liegt der Thoron-La-Pass (5402 m NN) (unter b), links von (▼) = geringfügige Flankenvereisung im oberen Jhon Khola, (■) = Moränenakkumulation des Vergletscherungsstadiums I, als tiefste primäre Moräne bis auf 3245 m NN herabreichend, (●) = glazigene/glazifluviale Akkumulationsterrasse.

Photo 1: Upvalley and eastward view from 3350 m asl, 0,6 km west of Khinga, into the Jhon Khola and the Muktinath Basin as well as the Jhon Khola (a), Thoron Khola (b) and the left Thoron Khola tributary (c). Between the Yakwakan (6482 m asl) (Y) and the Khatunkan (6484 m asl) (K1) the Thoron La pass (5402 m asl) (below b) is situated. Left from (▼) = marginal flank ice in the upper Jhon Khola, (■) = moraine of glacier stadium I and lowest primary moraine in 3245 m asl, (●) = glaciofluvial terrace.

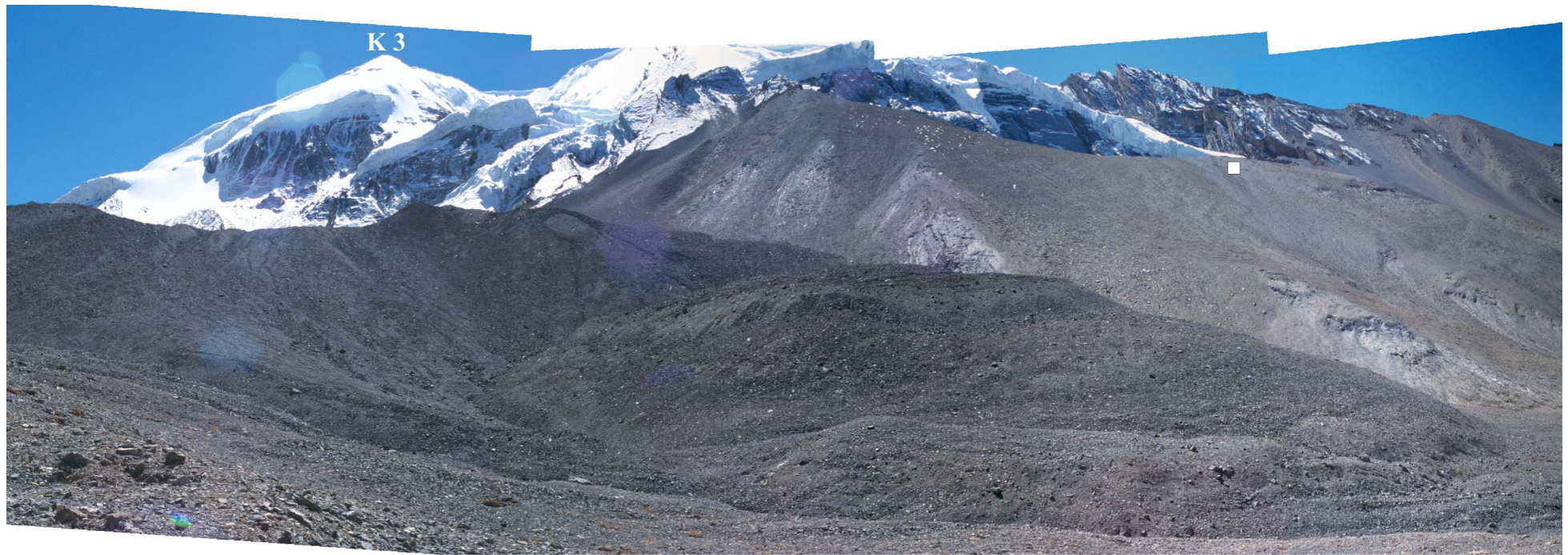


Photo 2: Blick aus dem oberen Thoron Khola, 1 km westlich des Thoron La aus 5200 m NN, nach Süden über mächtige, junge Moränenakkumulationen auf das Khatunkan-Massiv. (K 3) kennzeichnet einen östlichen, 6144 m NN erreichenden Vorgipfel. Vom Hauptgipfel, dessen 6484 m NN hohe Spitze nicht im Bild zu sehen ist, reicht der Khatunkan-NW-Gletscher bis auf mindestens 5560 m NN herab (oberhalb (■)).

Photo 2: View from the upper Thoron Khola, 1 km west of the Thoron La in 5200 m asl, southward on huge moraine deposits and the Khatunkan massif. (K3) is an easterly secondary summit (6144 m asl). From the main peak in 6484 m asl the Khatunkan-NW-Glacier flows down to at least 5560 m asl (above (■)).

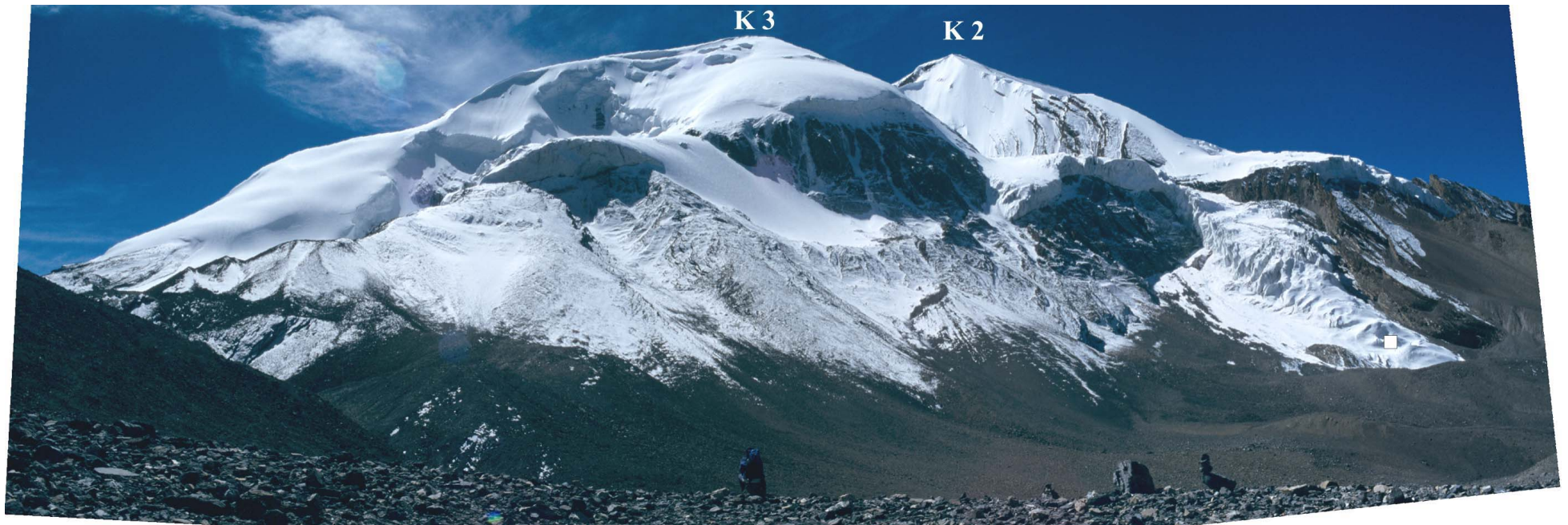


Photo 3: Blick aus dem oberen Thoron Khola, 0,4 km westlich des Thoron La, aus 5200 m NN nach Süden auf das 6484 m NN hohe Khatunkan-Massiv. Zu sehen sind zwei Vorgipfel, die 6320 m NN (K2) und 6144 m NN (K3) erreichen. Vom höheren der beiden Vorgipfel reicht der rezente Khatunkan-N-Gletscher bis auf 5240 m NN herab (■).

Photo 3: View from the upper Thoron Khola in 5200 m asl, 0.4 km west of the Thoron La, southward onto the 6484 asl high Khatunkan Massif. Two secondary summits (K2 = 6320 m asl, K3 = 6144 m asl) can be seen. From summit K2 the present Khatunkan-N-Glacier flows down to 5240 m asl (■).

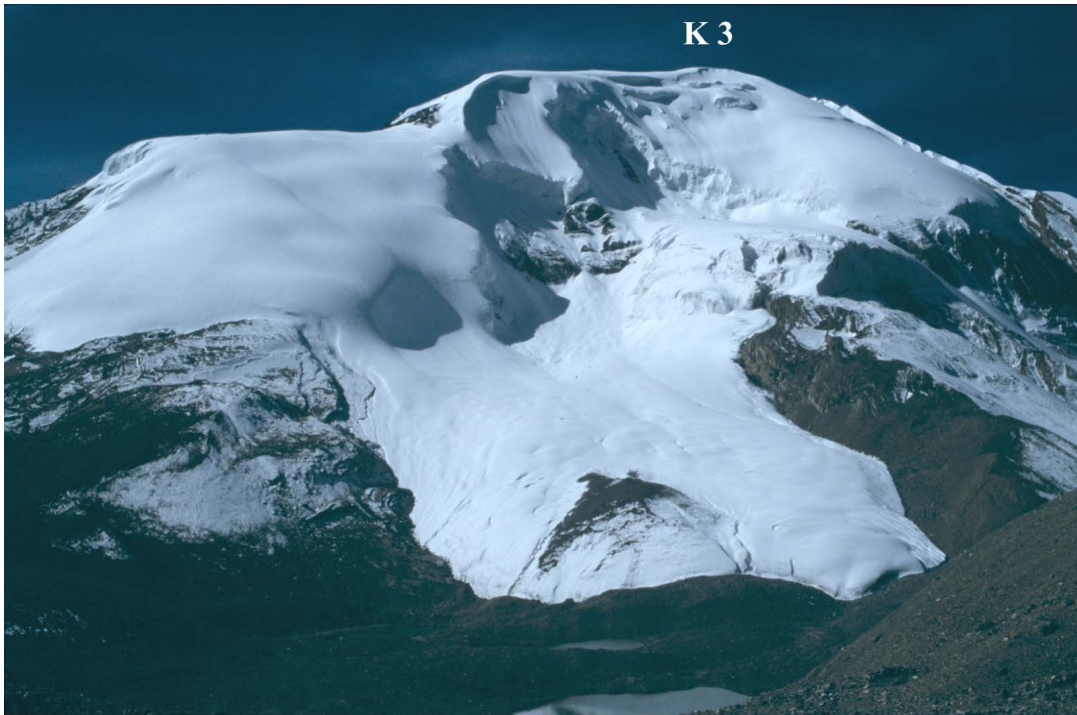


Photo 4: Blick vom Thoron La (5402 m NN) nach Süden auf einen östlichen, 6144 m NN hohen Vorgipfel (K3) des Khatunkan. Der rezente Khatunkan-NE-Gletscher reicht von diesem Vorgipfel aus bis auf die Passhöhe herab.

Photo 4: View from the Thoron La (5402 m asl) southward to an easterly secondary summit (K3) of the Khatunkan. From K3 the present Khatunkan-NE-Glacier flows down to the pass.

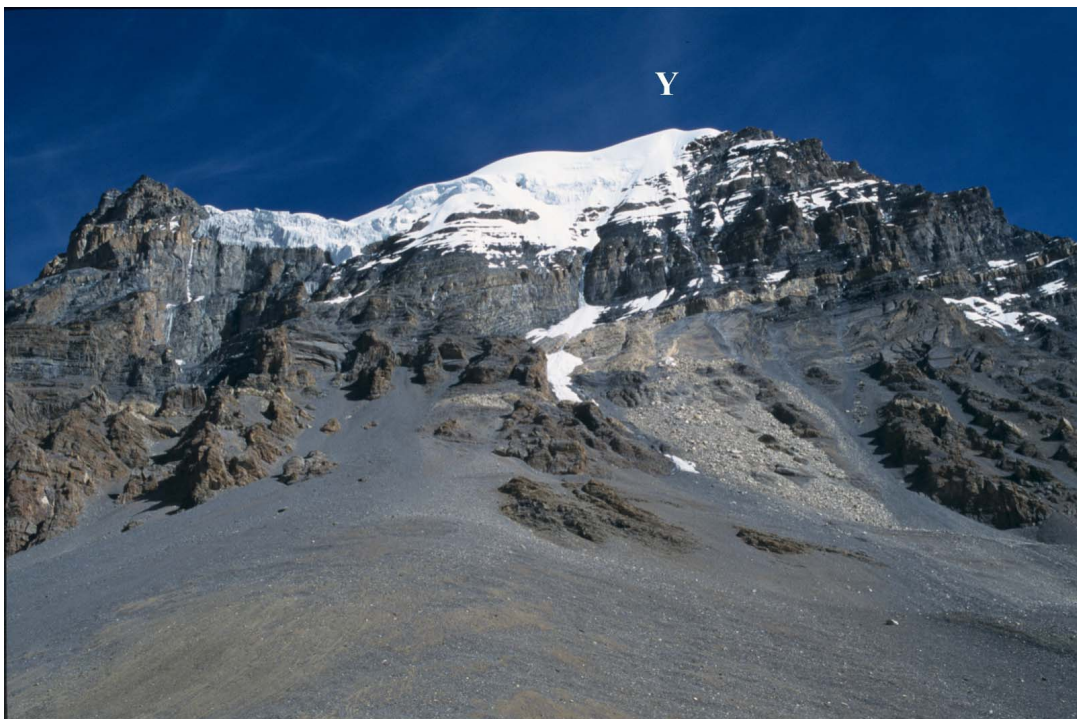


Photo 5: Blick vom Thoron La (5402 m NN) nach Norden auf den 6482 m NN hohen Yakwakan (Y). Der rezente Yakwakan-S-Gletscher bricht an einer steilen Felsstufe in 6160 m NN in breiter Front ab, das abbrechende Eis bildet am Wandfuß keine regenerierte Gletscherzunge aus.

Photo 5: View from the Thoron La (5402 m asl) northward on the Yakwakan (Y, 6482 m asl). The recent Yakwakan-S-Glacier is breaking off at 6160 m asl. A regenerated glacier tongue below the steep flank is not developed.

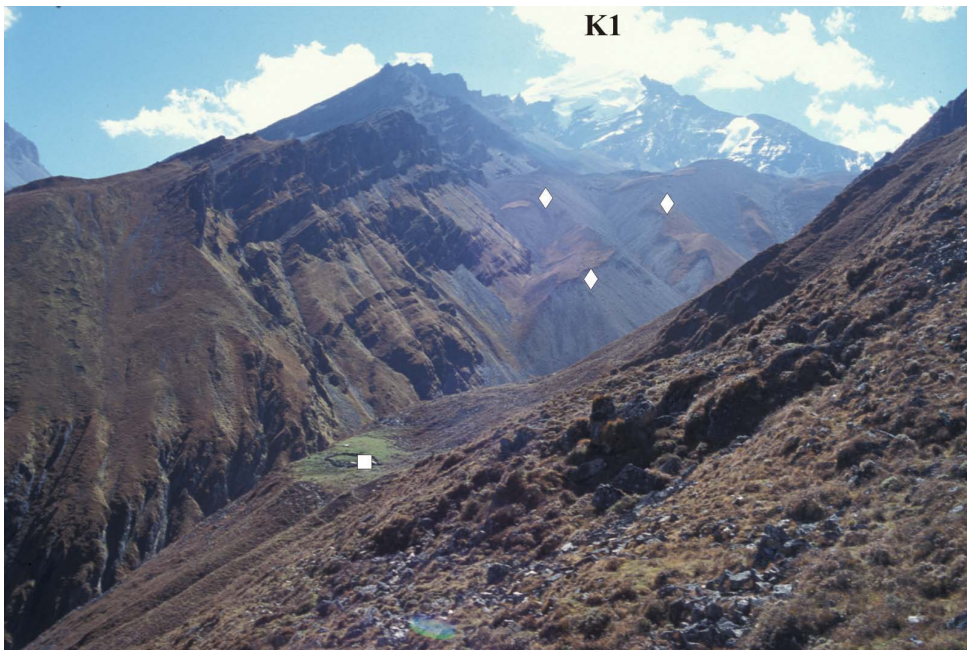


Photo 6: Blick aus 4200 m NN von der orographisch linken Talflanke nach Südosten in das Linke Thoron Khola Seitental, welches unterhalb des 6484 m NN hohen Khatunkan (K1) in 6300 m NN gipfelt (vgl. Photo 7). An der orographisch linken Flanke befindet sich in 4090 m NN, 155 m über der Tiefenlinie, eine Ufermoränenterrasse (■) (Vergletscherungsstadium III), auf der Bodenprofil 3 angelegt wurde. Talaufwärts ist der Talboden von mächtigen, jungen Moränenakkumulationen bedeckt (◆).

Photo 6: View from the orographic left valley flank in 4200 m asl southward on of the left Thoron Khola tributary, which culminates in 6300 m asl below the 6484 m asl high Khatunkan (K1) (cf. Photo 7). At the orographic left flank in 4090 m asl, 155 m above the valley floor, a lateral moraine terrace (stadium III) can be seen (■), on which soil profile 3 was dug. Up valley the valley floor is covered by huge moraine deposits (◆).

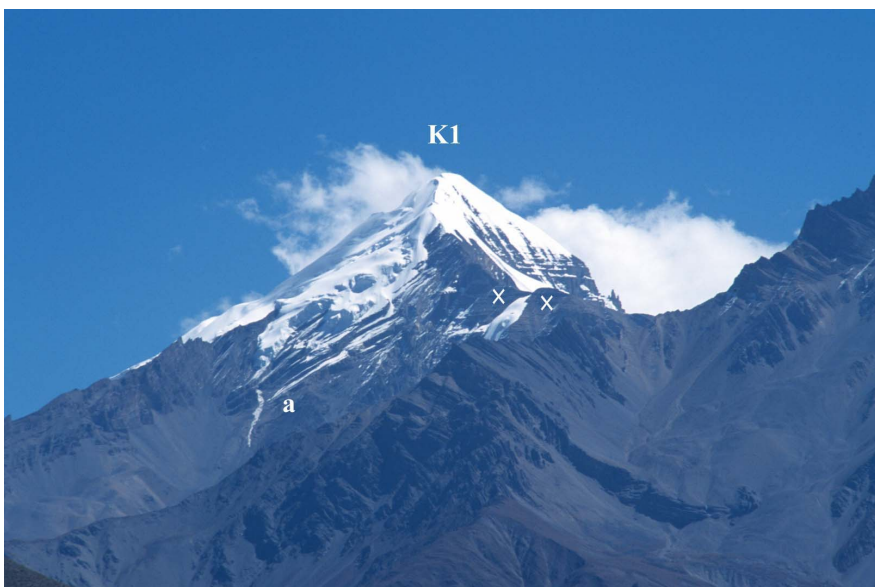


Photo 7: Nach Osten auf den Gipfel des Khatunkan (K1) (6484 m NN) geblickt. Unterhalb seiner Westnordwest-Flanke liegt der orographisch rechte Ursprungskessel (a) des Linken Thoron Khola Seitentals. Der linke Oberlauf endet in einem langgestreckten, nicht unter 5750 m NN hohen Kammverlauf, dessen höchste Erhebungen kanpp 5940 m NN erreichen (×).

Photo 7: Eastward view on the Khatunkan (K1) (6484 m asl). Below the WNW-flank the orographic right upper reaches of the left Thoron Khola tributary can be seen (a). The left upper reaches are bordered by a stretched, at least 5750 m asl high ridge, which culminates in 5940 m asl (×).

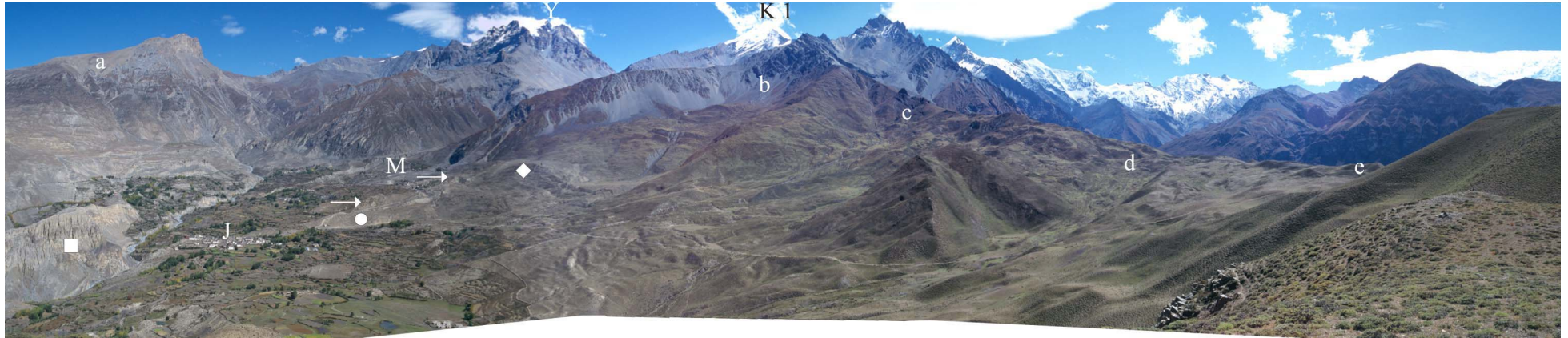


Photo 8: Blick aus 3800 m NN, 1 km südöstlich Khinga, nach Osten auf das Muktinath-Becken. Neben den Hauptursprungstälern des Jhon Khola, die direkt von den höchsten Erhebungen Yakwakan (6482 m NN) (Y) und Khatunkan (6484 m NN) (K1) herableiten, münden weitere kleine Tälchen in das Becken. Von Norden nach Süden sind hier eine namenlose, 5120 m NN hohe Talmulde (a), das karartige, 5240 m NN hohe Madek Dumda Khola (b), das 4685 m NN hohe Jhamlunba Khola (c), sowie ein kleines, hier als Dhanladada Khola bezeichnetes, 4080 m NN hohes Tälchen (d). Westlich des Dhanladada Khola schließt sich der 3875 m NN hohe Dhanladada Pass (e) an, welcher in das südlich angrenzende Panda Khola führt. Neben der tiefsten primären Moränenakkumulation (■) (Vergletscherungsstadium I), welche nordwestlich von Jharkot (J) bis auf 3245 m NN herabreicht, erstreckt sich ein gleichaltriger Moränenwall (●) in Richtung Muktinath (M), der als Mittelmoräne zwischen Thoron- und Madek-Dumda-Gletscher oder als Ufermoräne des Thoron-Gletschers verständlich wird. In 3620 m NN wurde hier Bodenprofil 9 angelegt. Teilweise wird der Akkumulationskörper von Felspartien durchbrochen (→). Auf dem südlich angrenzenden Hügel (◆) befindet sich stark überformtes Moränensubstrat.

Photo 8: Eastward view from 3800 m asl, 1 km southeast of Khinga, into the Muktinath Basin. Next to the Yakwakan (Y, 6482 m asl) and the Khatunkan (K, 6484 m asl) several small valleys flow into the basin. From north to south there is a nameless, 5120 m asl high valley (a), the cirque-like, 5240 m asl high Madek Dumda Khola (b), the 4685 m asl high Jhamlunba Khola (c) and a small 4080 m asl high valley called Dhanladada Khola (d). West of the Dhanladada Khola the 3875 m asl high Dhanladada Pass (e) is situated, which leads southward into the Panda Khola. Beside the lowest primary moraine (■) (stadium I) in 3245 m asl northwest of Jharkot (J) there is another coeval moraine ridge (●) in the direction of Muktinath (M), which was built between the Thoron- and Madek-Dumda-Glacier or as lateral moraine of the Thoron-Glacier. Soil profile 9 was dug here in 3620 m asl. In some parts bedrock (◆) is breaking through the moraine deposits. On the hill south of this location (◆) relocated glacial deposits can be found.

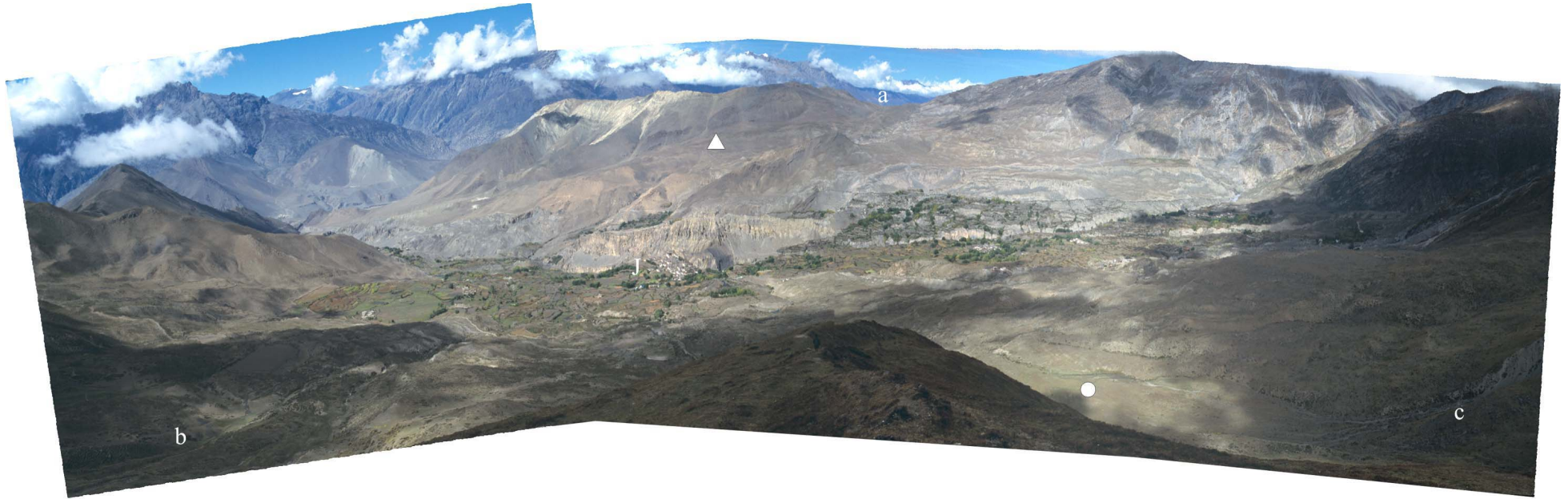


Photo 9: Blick vom Trennsporn zwischen Jhamlunba Khola (b) und Madek Dumda Khola (c) aus 4000 m NN nach Nordwesten in das Jhon Khola mit der zentralen Siedlung Jharkot (J). In der Bildmitte ist die 4077 m NN hohe Passhöhe des Gyu La (a) zu sehen, die nach Mustang führt. Südwestlich des Gyu La wurden von IWATA (1984) Moränenakkumulationen der vorletzten Eiszeit kartiert (▲). (●) kennzeichnet die Beckenfüllung eines gut erhaltenen Zungenbeckens des Madek-Dumda-Gletschers (Vergletscherungsstadium II), auf dessen orographisch linker Ufermoräne die Bodenprofile 6 und 7 angelegt wurden.

Photo 9: Northwestward view from the ridge between the Jhamlunba Khola (b) and the Madek Dumda Khola (c) in 4000 m asl into the Jhon Khola with the main settlement Jharkot (J). In the centre of the photo the 4077 m asl high Gyu La pass (a) can be seen, which leads to Mustang. Southwest of the pass IWATA (1984) mapped glacial deposits of the penultimate ice age (▲). (●) marks the basin filling of a well preserved tongue basin of the Madek-Dumda-Glacier (stadium II). On its orographic left lateral moraine the soil profiles 6 and 7 are located.

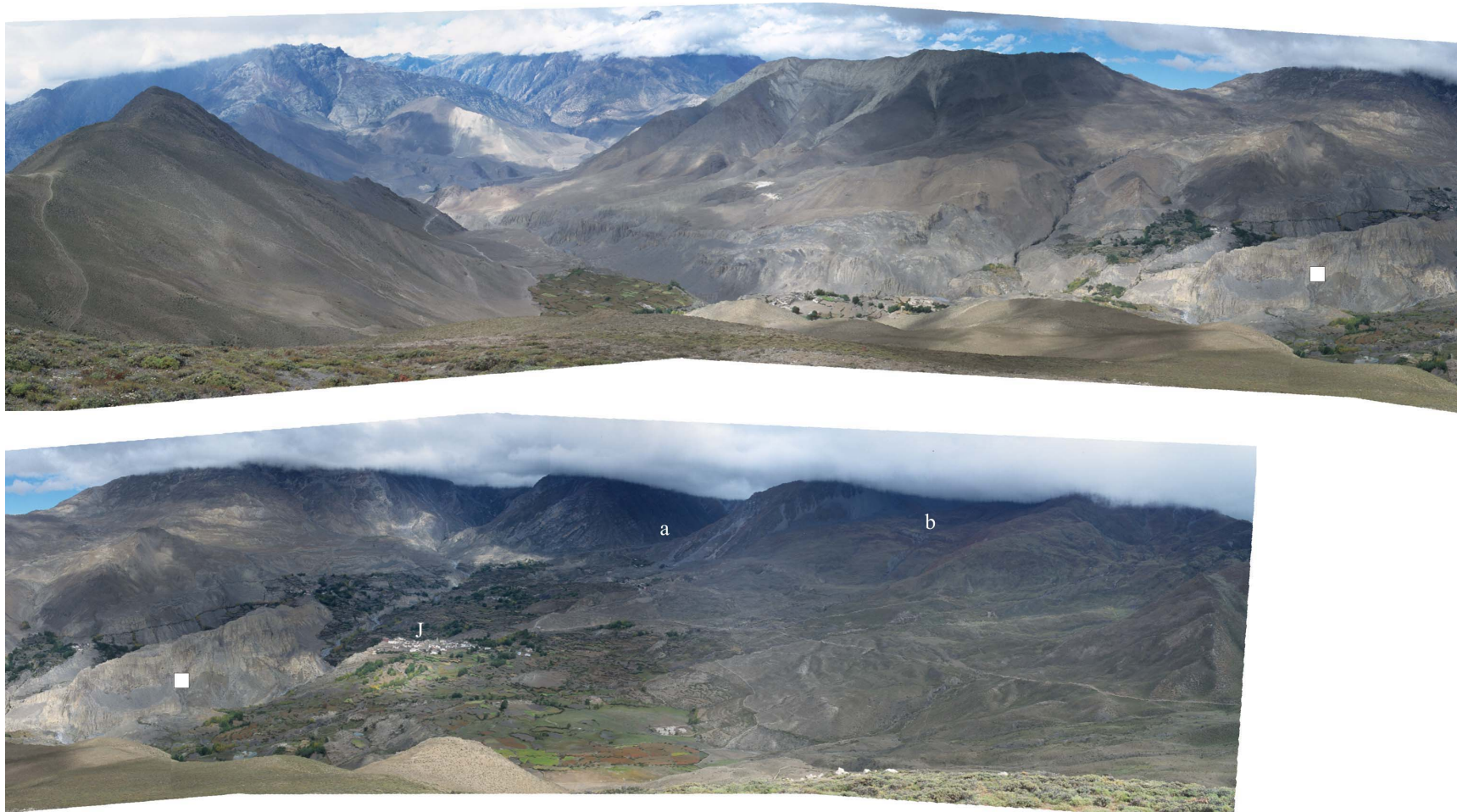


Photo 10: Überblick über das gesamte Jhon Khola von dessen orographisch linker Talflanke aus 3820 m NN. Die rechte Bildhälfte (unten) zeigt das Muktinath-Becken mit der zentralen Siedlung Jharkot (J), an die sich nordwestlich die große, tiefstgelegene primäre Moränenakkumulation (Vergletscherungsstadium I) (■) des Jhon Khola anschließt, die bis auf 3245 m NN herabreicht. Die linke Bildhälfte (oben) zeigt den steileren und engeren Unterlauf. Aufgrund der mächtigen Konvektionsbewölung sind nur die tiefsten Bereiche des Thoron Khola (a) und Madek Dumda Khola (b) zu sehen.

Photo 10: Overview showing the whole Jhon Khola from its orographic right valley flank in 3820 m asl. The right half of the photo (bottom) shows the Muktinath Basin and the main settlement Jharkot (J), northwest of which the lowest primary moraine (stadium I) (■) is situated in 3245 m asl. The left half of the photo shows the steep and narrow underflow of the Jhon Khola. Due to the convection clouds only the lowest parts of the Thoron Khola (a) and Madek Dumda Khola (b) can be seen.



Photo 11: Blick vom orographisch linken Talausgang des Thoron Khola aus 4050 m NN nach Nordwesten über das Muktinath-Becken in das untere Jhon Khola. (■) kennzeichnet die tiefsten, primären Moränenakkumulationen (Vergletscherungsstadium I), welche nordwestlich von Jharkot (J) bis auf 3245 m NN herabreichen. Weiter talabwärts, bis auf eine Höhe von 3160 m NN reichend, wurden von IWATA (1984) hochglaziale Moränen kartiert (●). Diese sind jedoch nicht in primärer Lagerung erhalten.

Photo 11: Northwestward view from the orographic left valley exit of the Thoron Khola in 4050 m asl into the Muktinath Basin and the Jhon Khola. (■) marks the lowest primary moraine (stadium I) northwest of Jharkot (J) in 3245 m asl. Further down valley, down to 3160 m asl, Iwata (1984) mapped highglacial moraines (●), but these are not preserved in primary bedding.



Photo 12: Talabwärtiger Blick aus 4650 m NN, 3,5 km westlich des Thoron La, nach Westen in das Thoron Khola. Die orographisch linke Flanke ist entlang der Schichtflächen der Jomsom Formation angelegt (▼) (vgl. Figur 9).

Photo 12: Westward view from 4650 m asl, 3.5 km west of the Thoron La, down valley into the Thoron Khola. The orographic left flank is built along the surface of the Jomosom Formation (▼) (cf. Figure 9).



Photo 13: Talaufwärtiger Blick in das Thoron Khola von der orographisch linken Talflanke aus 4050 m NN. Unterhalb des Yakwakan (6482 m NN) (Y), teilweise von mächtigen, neoglazialen Moränen verdeckt, ist die Passhöhe des Thoron La (5402 m NN) (T) zu erkennen. (♦) markieren einen tiefenliniennahen, rundhöckerartigen Felsrücken zwischen 4000 m NN und 4400 m NN, welcher vom Thoron-Gletscher des Vergletscherungsstadiums IV letztmals überflossen wurde. In 4200 m NN wurde hier Bodenprofil 3 (×) angelegt.

Photo 13: Up valley view into the Thoron Khola from its orographic left flank in 4050 m asl. Below the Yakwakan (Y, 6482 m asl), the moraine covered Thoron La pass (5402 m asl) can be seen. (♦) marks a Roche moutonnée near the thalweg between 4000 and 4400 m asl, which was last covered by the Thoron-Glacier in stadium IV. Soil profile 3 (×) was dug here in 4200 m asl.



Photo 14: Talabwärtiger Blick in das Thoron Khola aus 4545 m NN, 1,5 km westlich des Thoron La. Bei (♦) setzt der tiefenliniennahe Felsrücken an, welcher in Photo 13 beschrieben wird. An der orographisch linken Talflanke findet sich die für Sonnhangstandorte typische Wacholderart *Juniperus squamata*.

*Photo 14: Down valley view into the Thoron Khola from 4545 m asl, 1.5 km west of the Thoron La. (♦) marks the Roche moutonnée described in photo 13. Along the orographic left valley flank thermophile juniper vegetation (*Juniperus squamata*) can be found.*



Photo 15: Blick von der orographisch linken Talflanke im Mündungsbereich des Linken Thoron Khola Seitentals aus 4200 m NN Richtung Osten auf die gegenüberliegende Talflanke, welche an dieser Stelle aus fast senkrecht stehenden, quarzitischen Schichten (◆) der Jomsom Formation aufgebaut ist.

Photo 15: Eastward view from the orographic left flank of the left Thoron Khola tributary in 4200 m asl on the opposite valley flank, which is built of almost upright, quartzitic bedrock (◆) of the Jomosom Formation.

Photo 16: Blick auf die glazifluviale Terrassenlandschaft im unteren Jhon Khola, aus einer Position in 3280 m NN, 2 km westlich von Khinga. Bei den auffälligen Strukturen auf der tieferen Terrassenoberfläche (■) handelt es sich um aufgebene Ackerterrassen der Siedlung Kagbeni.

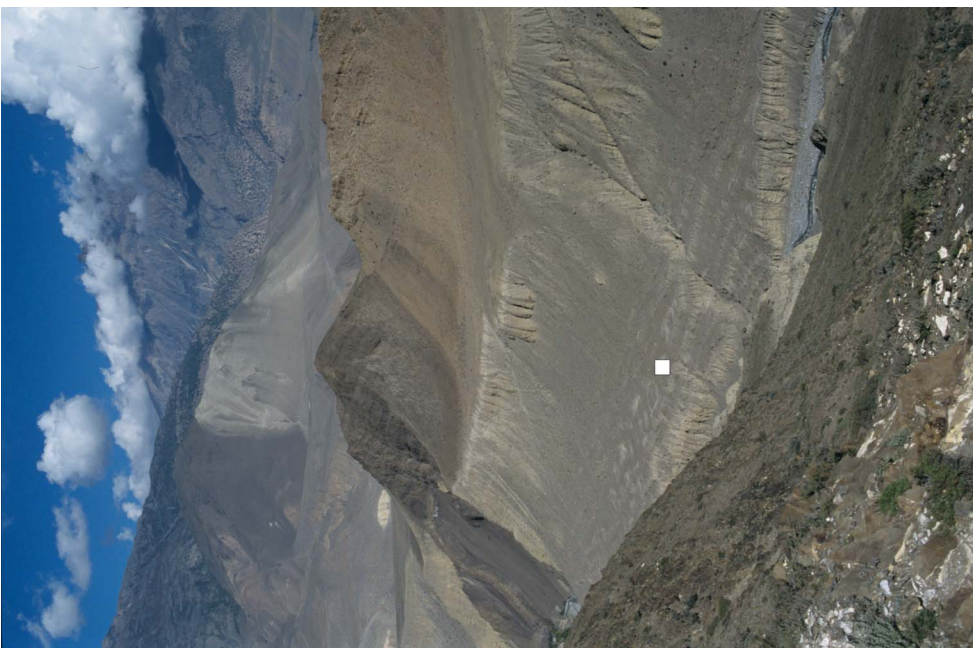


Photo 16: View on the glaciofluvial terraces in the lower Jhon Khola from a position in 3280 m asl, 2 km west of Khinga. The conspicuous structures on the lower terrace level (■) are remains of abandoned agricultural terraces of the settlement Kagbeni.



Photo 17: Blick vom Lumbuk Khola aus 3280 m NN nach Nordosten über das Kali Gandaki zum Jhon Khola (a) mit dem 6482 m NN hohen Yakwakan (Y) im Hintergrund. Im Mündungsbereich des Jhon Khola sind verschiedene glazifluviale Terrassenniveaus großer Mächtigkeit zu finden (■), welche nach absoluten Datierungen (HURTADO et al. 2001), in Bestätigung der Befunde von KUHLE (1982a), dem Spät- und Neoglazial zuzuordnen sind. Die Mündung liegt in 2820 m NN.

Photo 17: View from the Lumbuk Khola in 3280 m asl to the northeast across the Kali Gandaki into the Jhon Khola (a) with the 6482 m asl high Yakwakan (Y). In the valley exit of the Jhon Khola (2820 m asl) different levels of huge glaciofluvial terraces can be found (■). Numerical datings (HURTADO et al. 2001) confirm late- to neoglacial age of the terraces as first classified by KUHLE (1982a).



Photo 18: Blick aus einer Position in 3850 m NN, etwa 200 m nördlich des Dhanladada Passes, nach Nordosten in das bis auf 4080 m NN hinaufreichende Dhanladada Khola. Auf der hochglazialen Ufermoräne (■) des Dhanladada-Gletschers wurde in 3850 m NN Bodenprofil 8 angelegt.

Photo 18: Northeastward view from a position in 3850 m asl, 200 m north of the Dhanladada Pass, in the 4080 m asl high Dhanladada Khola. On top of the highglacial lateral moraine (■) of the Dhanladada-Glacier in 3850 m asl soil profile 8 was dug.



Photo 19: Blick von einem zentralen Felsrücken in 4200 m NN nach Westen in das Jhon Khola, kurz vor dessen Mündung in das Muktinath-Becken. Oberhalb einer Schotterflur (●) in 3800 m NN schließen sich zwei Ufermoränenterrassen (↓ und ↙) an, die den Vergletscherungsstadien III und II zugeordnet werden können (vgl. KUHLE 1983). Auf der höher gelegenen Terrasse (Vergletscherungsstadiums II) wurde Bodenprofil 2 angelegt. Oberhalb der beiden Ufermoränen deutet eine „schliffbordartige Verflachung mit Ufermoränenstreu“ (KUHLE 1983: 64) (←) eine ältere, mächtigere Vergletscherung an.

Photo 19: Westward view from a Roche moutonnée in 4200 m asl into the Jhon Khola right before it reaches the Muktinath Basin. Above the gravel floor (●) in 3800 m asl two lateral moraine terraces can be seen (↓ and ↙), which belong to the glacier stadia III and II (cf. KUHLE 1983). On the higher terrace (stadium II) soil profile 2 was dug. Above the moraine terraces trimline features (←) (cf. KUHLE 1983: 64) of an older, more extensive glaciation are indicated.



Photo 20: Blick von einer orographisch linken Ufermoräne (↓ in Photo 19) aus 3950 m NN nach Norden auf die orographisch rechte Talflanke des unteren Thoron Khola. Reste einer Moränenverkleidung (■) werden von jüngeren, flacher geneigten, lokalen Schuttkörpern (▲) überlagert, welche auf die den Talboden füllende Schotterflur (●) eingestellt sind.

Photo 20: Northward view from an orographic left lateral moraine (↓ in photo 19) in 3950 m asl on the orographic right valley flank of the lower Thoron Khola. Remains of older moraines (■) are covered by younger, less steep local debris cones (▲), which are adjusted to the gravel floor level (●).



Photo 21: Blick aus der orographisch linken Flanke des Linken Thoron Khola Seitentals (a) aus 4130 m NN nach Norden in das untere Thoron Khola (b). Im Vordergrund befindet sich, in 4090 m NN und 155 über der Tiefenlinie, eine orographisch linke Ufermoränenterrasse (■) des Vergletscherungsstadiums III, auf deren Ufermoränenwall Bodenprofil 1 (×) angelegt wurde.

Photo 21: Northward view from the orographic left flank of the left Thoron Khola tributary (a) in 4130 m asl into the lower Thoron Khola (b). In the foreground an orographic left lateral moraine terrace (■) of glacier stadium III can be seen in 4090 m asl, 155 m above the valley floor. Soil profile 1 was dug on the moraine ridge (×).



Photo 22: Blick aus dem Madek Dumda Khola aus 3660 m NN nach Nordwesten in das Muktinath-Becken. Die hochglaziale Eisrandlage des Madek-Dumda-Gletschers kann bei Jharkot (J) in etwa 3500 m NN vermutet werden, eine Endmoräne ist nicht erhalten. Der gesamte Bereich im Bildvordergrund wird jedoch als kuppige Grundmoränenzone verständlich ((●) in Photo 23), welche solifluidal und durch Rutschungen überprägt wurde (KUHLE 1982a).

Photo 22: Northwestward view from the Madek Dumda Khola in 3660 m asl into the Muktinath Basin. The highglacial glacier terminus of the Madek-Dumda-Glacier is supposed to be at Jharkot (J) in 3500 m asl. A terminal moraine is not preserved. The foreground can be addressed as hummocky moraine ((●) in Photo 23), being reworked by solifluction and slumping (KUHLE 1982a).



Photo 23: Blick von einem mit Moränen bedeckten Hügel zwischen dem Thoron Khola und dem Madek Dumda Khola aus 3800 m NN nach Westen in das untere Madek Dumda Khola im Bereich des Muktinath-Beckens. Die hochglaziale Eisrandlage des Madek-Dunda-Gletschers ist bei Jharkot (J) in 3500 m NN zu vermuten, eine kuppige Endmoränenzone (◐) erstreckt sich südöstlich von Jharkot (KUHLE 1982a). Das Verlgletscherungsstadium II wird durch ein sehr gut, einschließlich seiner Ufermoräneneinfassung (■), erhaltenes Zungenbecken (●) dokumentiert, welches in 3720 m NN endet. Auf dem nördlich an die orographisch rechte Ufermoräne angrenzenden Hügel (◆) befindet sich stark überformtes Moränensubstrat.

Photo 23: Westward view from a moraine covered hill between the Thoron Khola and the Madek Dumda Khola in 3800 m asl into the lower Madek Dumda Khola and the Muktinath Basin. The highglacial terminus of the Madek-Dumda-Glacier can be assumed to be located near Jharkot (J) in 3500 m asl, a hummocky moraine field (◐) is situated southeast of Jharkot (KUHLE 1982a). Glacier stadium II is documented by well preserved laterofrontal moraines (■) around a tongue basin (●) in 3720 m asl. On top of the hill (◆) northward of the orographic right lateral moraine reworked moraine deposits can be found.



Photo 24: Blick aus 3660 m NN, etwa 1 km südöstlich Jharkot, talaufwärts in das untere Madek Dumda Khola. (■) kennzeichnet den Außenhang der Endmoräne des zu Vergletscherungsstadium II gehörenden Zungenbeckens (vgl. Photo 23). Deutlich zu erkennen ist ein Überlaufdurchbruch (↓).

Photo 24: Up valley view from 3660 m asl, 1 km southeast of Jharkot, into the upper Madek Dumda Khola. (■) marks the down valley front of the terminus moraine of the glacier stadium II tongue basin (cf. Photo 23). The outflow-channel (↓) is well observable.

Photo 25: folgt nach Photo 26 / follows behind Photo 26



Photo 26: Blick aus 3820 m NN, 1 km südöstlich von Khinga, nach Osten auf den Talbodenbereich des oberen, bis auf 5240 m NN hinaufreichenden Madek Dumda Khola. In 4330 m NN bei (--- ←) befand sich die Eisrandlage des Vergletscherungsstadiums IV, in 4080 m NN bei (→) die des Stadiums III, (◆) kennzeichnet Grundmoränenablagerungen des Stadiums II und (●) das in den Photos 23 und 25 näher beschriebene Zungenbecken gleichen Alters. (▲) markiert einen rundhöckerartigen Felsrücken oder eine Karschwelle, die zuletzt in Vergletscherungsstadium IV vom Eis erreicht wurde. Hier wurde Bodenprofil 4 angelegt. (■) markiert die orographisch rechte Ufermoräne des Vergletscherungsstadiums III, hier wurde Bodenprofil 5 angelegt.

Photo 26: Eastward view from 3820 m asl, 1 km southeast of Khinga, on the valley floor of the upper, up to 5240 m asl high Madek Dumda Khola. In 4330 m asl near (--- ←) the glacier terminus of stadium IV was located, in 4080 m asl near (→) the terminus of stadium III. (◆) marks ground moraine of stadium II and (●) the tongue basin described in Photo 23 and 25. (▲) marks a Roche moutonnée or a cirque rock bar of stadium last covered by the glacier of stadium IV. Soil profile 4 was dug here. (■) marks the orographic right lateral moraine of glacier stadium III, where soil profile 5 was dug.

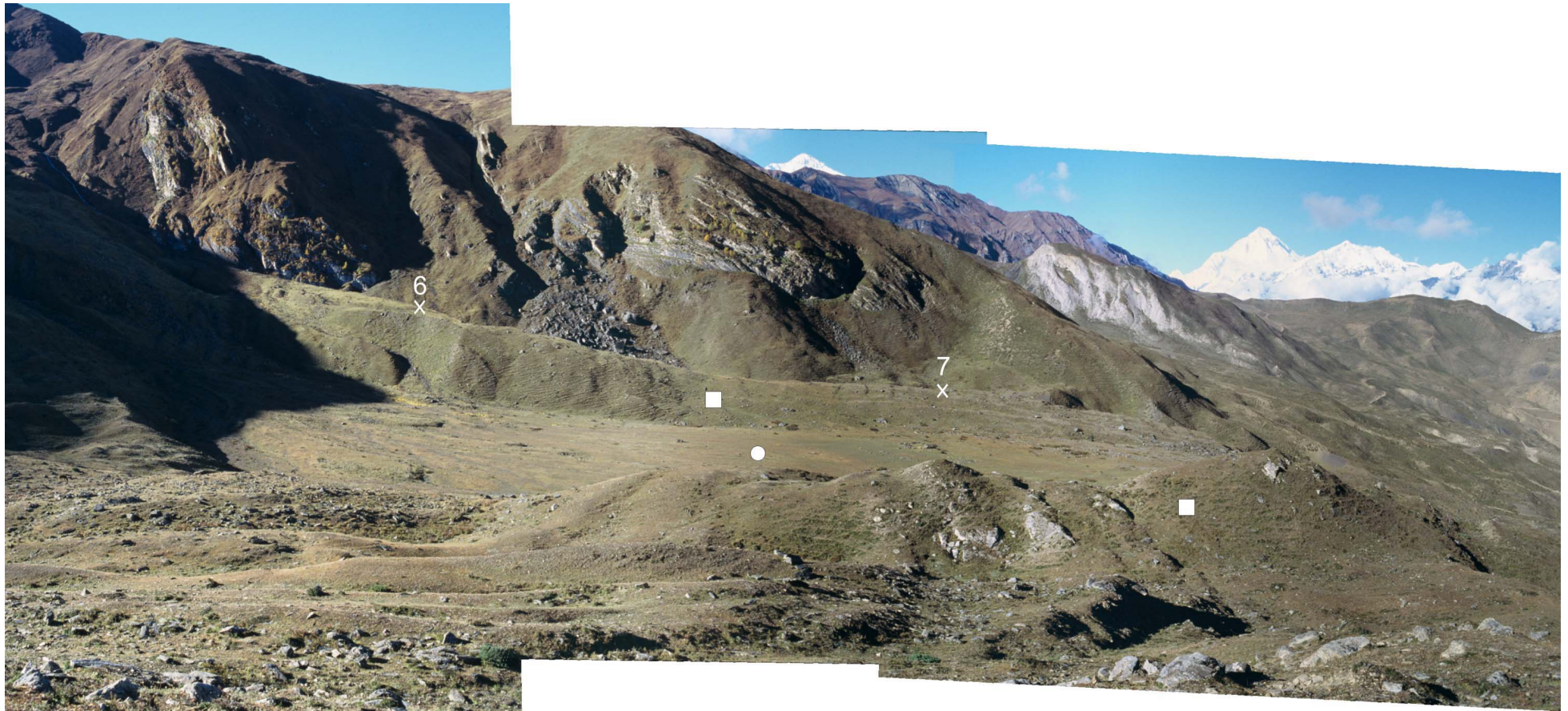


Photo 25: Blick aus 3800 m NN, etwa 1,3 km südlich Muktinath, nach Südosten über das im unteren Madek Dumda Khola ausgebildete Zungenbecken (●) des Vergletscherungsstadiums II (vgl. Photo 23) mit gut erhaltenen Ufermoränen (■). Auf der besser konservierten orographisch linken Ufermoräne wurden die Bodenprofile 6 und 7 (×6 und ×7) angelegt.

Photo 25: Southeastward view from 3800 m asl, 1.3 km south of Muktinath, across the tongue basin (●) of glacier stadium II (cf. Photo 23) in the lower Madek Dumda Khola with its well preserved lateral moraines (■). On the better conserved orographic left lateral moraine soil profile 6 and 7 (×6 and ×7) were dug.



Photo 27: Blick von einer tiefenliniennahen Position bei 4080 m NN nach SE in das ein Kar bildende, 5240 m NN hohe obere Madek Dumda Khola. (■) markieren Grund- und Ufermoränenreste des Vergletscherungsstadiums III, (●) Zungenbeckensedimente des selben Stadiums. Auf der orographisch rechten Ufermoräne wurde Bodenprofil 5 (×5) angelegt. Der Ansatz der unvermittelt einsetzenden Schmelzwasserrinne unterhalb (↓) in 4330 m NN kennzeichnet die Eisrandlage (vgl. KUHLE 1983: 62) des Glazialstadiums IV, der über das Talbodenniveau aufragende Felssockel (▲) wurde zuletzt vom Gletscher dieses Stadiums erreicht. Hier wurde Bodenprofil 4 (×4) angelegt. Zwischen den horizontalen Pfeilen lassen sich Grundmoränenreste bis zu einer Leiste ca. 60 m über dem Talboden verfolgen.

Photo 27: Southeastward view from a position close to the thalweg of the Madek Dumda Khola in 4080 m asl into the cirque of the upper, 5240 m asl high valley. (■) marks ground remains of moraines of glacier stadium III, (●) tongue basin sediments of the same stadium. On top of the orographic right lateral moraine soil profile 5 (×5) was dug. The upper beginning of the melt water channel below (↓) in 4330 m asl marks the glacier terminus of stadium IV (cf. KUHLE 1983: 62), during which the bedrock (▲) on the valley floor was last covered by ice. Soil profile 4 (×4) was dug here. Between the horizontal arrows ground moraine can be observed up to 60 m above the valley floor.



Photo 28: Blick aus dem Lumbuk Khola in 3520 m NN nach Südosten über das Kali Gandaki und das Thini Khola zur Nordabdachung des Nilgiri-Massivs mit dem 7134 m NN hohen Tilicho Peak (T) und dem 7061 m NN hohen Nilgiri-North (N). Das Photo verdeutlicht die Asymmetrie der Talflankenhöhen des Thini Khola im Übergangsbereich vom Inneren zum Hohen Himalaja. Die orographisch linke Flanke wird von der Nordwand des Nilgiri-Massivs gebildet und ist im Mittel 6850 m NN hoch (KUHLE 1983: 70), während die orographisch rechte Flanke (↑↑↑↑↑) nur etwa 5400 m NN erreicht. Am Talschluss leitet der 5121 m NN hohe Pass Mesokanto Bhanjyan (↓) zum Marsyandi Khola über.

Photo 28: Southeastward view from the Lumbuk Khola in 3520 m asl across the Kali Gandaki and the Thini Khola to the north face of the Nilgiri massif with the 7134 m asl high Tilicho Peak (T) and the 7061 m asl high Nilgiri North (N). The photo points up the asymmetry of the valley flank heights of the Thini Khola at the transition from the Inner Himalaya to the Higher Himalaya. The orographic left flank is built by the northface of the Nilgiri massif and reaches a mean altitude of 6850 m asl (KUHLE 1983: 70), while the orographic right flank (↑↑↑↑↑) just reaches 5400 m asl. The 5121 m asl high Mesokanto Bhanjyan pass (↓) leads to the Marsyandi Khola.

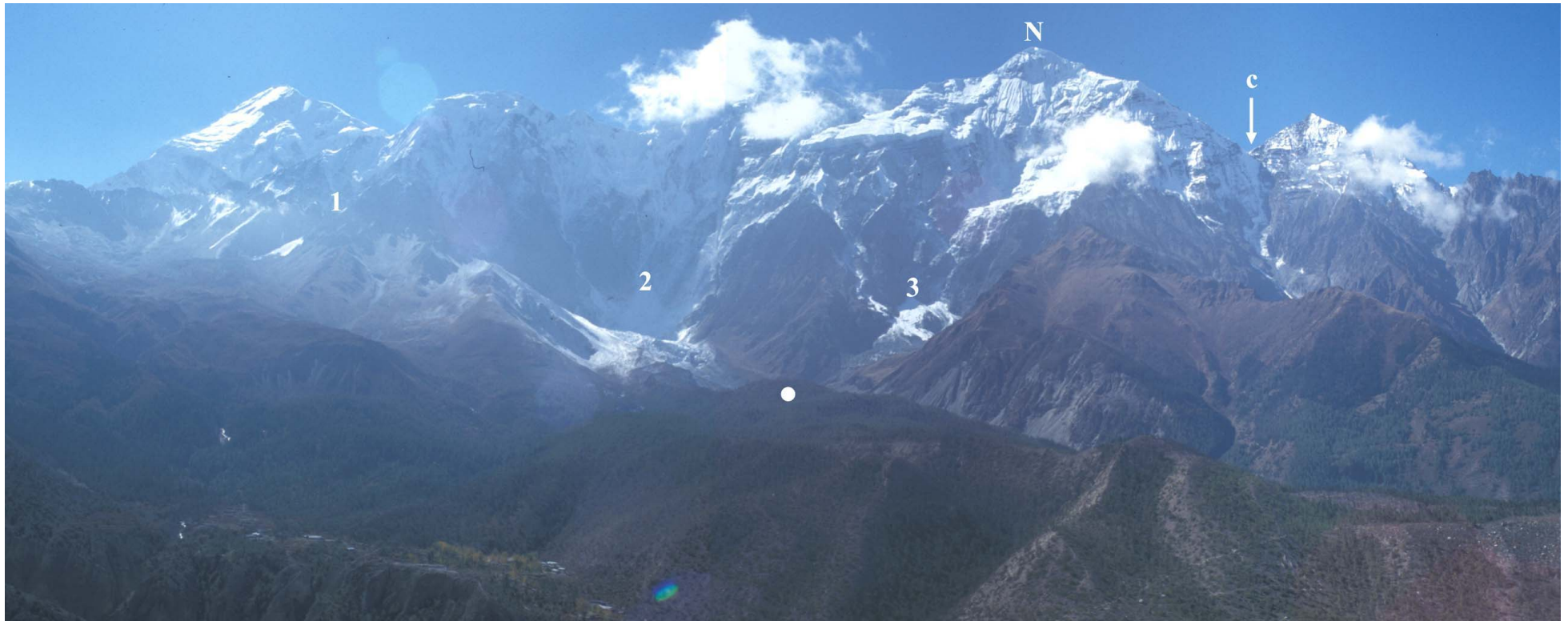


Photo 29: Blick von der orographisch rechten Flanke des Thini Khola aus 3560 m NN nach Südosten auf die orographisch linke Talflanke mit der in dem 7061 m NN hohen Nilgiri-North (N) gipfelnden Nilgiri-Nordabdachung. Die rezente Vergletscherung gliedert sich in den Nilgiri-NE- (1), Nilgiri-N- (2) und Nilgiri-NW-Gletscher (3). Die tiefste Eisrandlage wird durch die regenerierte Gletscherzunge des zentralen, aus 6698 m NN herableitenden Nilgiri-N-Gletschers in 3960 m NN gebildet. Sie befindet sich hinter der mit (●) markierten Moräne. Der Nilgiri-NE-Gletscher dringt aus 6200 m NN bis auf 5400 m NN vor, der Nilgiri-NW-Gletscher stößt aus 7061 m NN bis auf 4100 m NN vor. Vom Nordwestgrat des Nilgiri-North leitet das Dumwa Khola aus einer Höhe von 6440 m NN herab.

Photo 29: Southeastward view from the orographic right flank of the Thini Khola in 3560 m asl on the orographic left flank with the Nilgiri-N-Face culminating in the 7061 m asl high Nilgiri-North (N). The present glaciation is made up of the Nilgiri-NE- (1), Nilgiri-N- (2) and Nilgiri-NW-Glacier (3). The lowest ice margin is a regenerated glacier tongue of the central Nilgiri-N-Glacier, flowing down from 6698 m asl to 3960 m asl, located behind the moraine marked by (●). The Nilgiri-NE-Glacier flows down from 6200 m asl to 5400 m asl, the Nilgiri NW-Glacier from 7061 m asl to 4100 m asl. Below the northwestern ridge of the Nilgiri-North the Dumwa Khola reaches up to 6440 m asl.

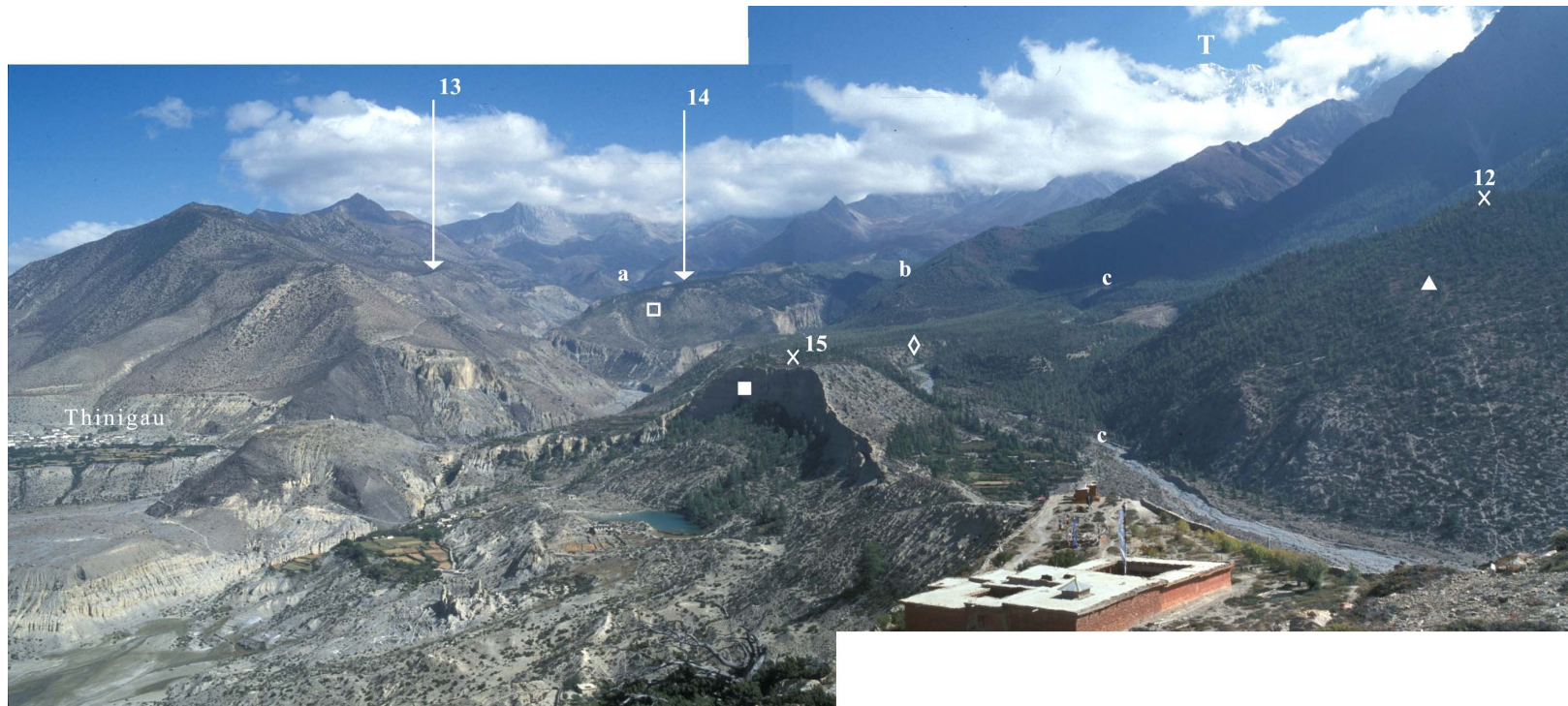


Photo 30: Blick von einer zentralen Anhöhe im Mündungsbereich des Thini Khola aus 2940 m NN nach Osten. Im Hintergrund ist der 7134 NN hohe Tilicho Peak (T) zu sehen. Das Einzugsgebiet des Thini Khola gliedert sich in das obere Thini Khola (a), das Murghyuna Khola (b) und das Dumwa Khola (c). Oberes Thini Khola und Murghyuna Khola vereinigen sich unterhalb von (□) zum Thini Khola. Zwischen beiden Flussläufen erstreckt sich eine Dammgletschermoräne (■) des Vergletscherungsstadiums III, auf der Bodenprofil 14 (↓ unter 14) in 3400 m NN angelegt wurde. Talabwärts schließt sich eine mächtiger Akkumulationskörper (■) mit glazigenen und fluvialen Komponenten an, welcher im talaufwärtigen Bereich von einer Schotterflur (◇) und talabwärts von einer Ablationsmoräne des Vergletscherungsstadiums II überlagert wird. Auf letzterer wurde Bodenprofil 15 (×15) in 3040 m NN angelegt. (↓) unter (13) kennzeichnet eine orographisch rechte Ufermoräne, welche Vergletscherungsstadium I zugehörig ist. Hier wurde Bodenprofil 13 in 3500 m NN angelegt. Auf einer orographisch linken Ufermoräne des Stadiums • 1, 2 (▲) wurde in 3140 m NN Bodenprofil 12 (×12) erstellt.

Photo 30: Eastward view from the valley exit in 2940 m asl up valley into the Thini Khola. In the background the 7134 m asl high Tilicho Peak (T) can be seen. The catchment of the Thini Khola is divided into the upper Thini Khola (a), the Murghyuna Khola (b) and the Dumwa Khola (c). The confluence of the upper Thini Khola and the Murghyuna Khola is situated below (□). These valleys are divided by a podestal moraine (■) of glacier stadium III on which soil profile 14 (↓ below 14) was dug in 3400 m asl. Down valley a huge accumulation complex follows (■), including glacial and glaciofluvial sediments. Up valley it is covered by a gravel floor (◇) and downvalley by an ablation moraine of glacier stadium II, where soil profile 15 (×15) was dug in 3040 m asl. (↓) below (13) marks an orographic right lateral moraine belonging to glacier stadium I. Soil profile 13 was dug here in 3500 m asl. On an orographic left lateral moraine of stadium • 1, 2 (▲) soil profile 12 (×12) was dug in 3140 m asl.

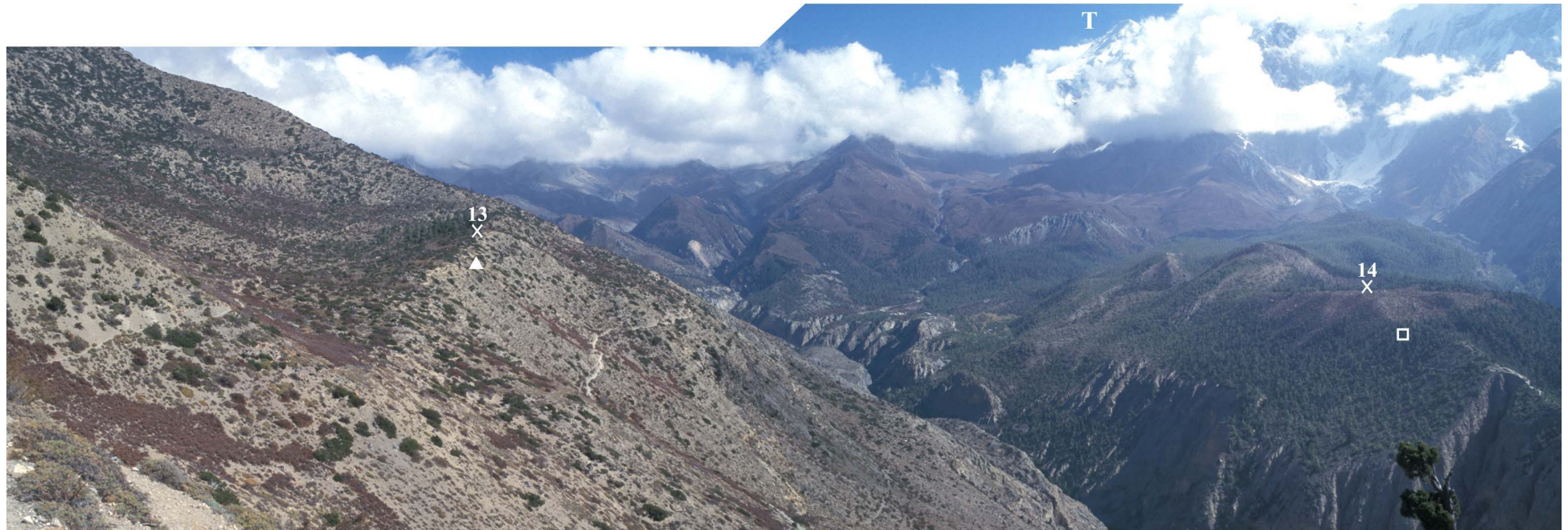


Photo 31: Blick von der orographisch linken Talflanke aus 3500 m NN nach Südosten über das mittlere Thini Khola. Das Photo ermöglicht einen etwas genaueren Blick auf die orographisch linke Ufermoräne (▲) des Vergletscherungsstadiums I, auf der in 3500 m NN Bodenprofil 13 (×13) erstellt wurde, sowie auf die Dammgletschermoräne des Stadiums III (□), auf welcher in 3400 m NN Bodenprofil 14 (×14) angelegt wurde (vgl. Photo 30). Im Hintergrund ist der Tilicho Peak (7134 m NN) zu sehen (T).

Photo 31: Southeastward view from the orographic left valley flank in 3500 m asl into the central part Thini Khola. The photo allows a closer view on the orographic left lateral moraine (▲) of glacier stadium I, on which soil profile 13 (×13) was dug in 3500 m asl and on the podestal moraine (□) of glacier stadium III, on which soil profile 14 (×14) was dug in 3400 m asl (cf. Photo 30). In the background the Tilicho Peak can be seen (T, 7134 m asl).



Photo 32: Blick aus dem Kali Gandaki in 2800 m NN in östliche Richtung über den weitläufigen Mündungsbereich des Thini Khola. In zentraler Lage fällt eine deutlich über das Talbodenniveau aufragende Formation auf (●), welche in ihrem Kern aus einem Festgesteinssockel aufgebaut ist, auf welchem sich glazigene und glazifluviale Sedimente abgelagert haben. Diese Formation trennt die Mündungsbereiche des Thini Khola (a) und Dumwa Khola (b). Am rechten Bildrand blickt man talabwärts in das breite und flach verlaufende Kali Gandaki. Der Flusslauf wird hier durch den Schuttfächer (►) aus dem Dumwa Khola weit zur orographisch rechten Haupttalflanke hin verdrängt.

Photo 32: Eastward view from the Kali Gandaki in 2800 m asl on the wide valley exit of the Thini Khola. In the centre of the mouth a huge formation (●) towers above the valley floor. Bedrock formations are covered by glacial and glaciofluvial sediments. This formation separates the mouth of the Thini Khola (a) and the Dumwa Khola (b). At the right edge of the photo the down valley part of the Kali Gandaki can be seen. The river is shifted to the orographic right valley flank by the alluvial fan (►) coming out of the Dumwa Khola.



Photo 33: Blick vom Thini Khola, 1,5 km südlich von Thinigau (T) und Jomsom (J) aus 3000 m NN nach Westen über das Kali Gandaki in das bis auf 6386 m NN hinaufreichende Syan Khola (a) und Ponkyo Khola (b). Südlich der Ortschaft Syan (S) haben sich an der orographisch rechten Talflanke des Kali Gandaki Reste von Ufermoränen (↓) des Vergletscherungsstadiums I erhalten (KUHLE 1983: 272).

Photo 33: Westward view from the Thini Khola, 1.5 km south of Thinigau (T) and Jomosom (J) in 3000 m asl across the Kali Gandaki into the 6386 m asl high Syan Khola (a) and the Ponkyo Khola (b). South of Syan (S) remains of a lateral moraine (↓) of glacier stadium I are preserved at the orographic right valley flank of the Kali Gandaki (KUHLE 1983: 272).



Photo 34: Blick von der orographisch rechten Talflanke des Thini Khola aus 3040 m NN, nahe der Mündung in Kali Gandaki, nach Süden auf die orographisch linke Talflanke. Dort erstreckt sich nahe der Mündung eine Ufermoränenleiste (▲) des Vergletscherungsstadiums • 1, 2, auf welcher in 3140 m NN Bodenprofil 12 (×12) erstellt wurde. Darunter ist der Talboden mit einer mächtigen Akkumulation aus glazigenen und fluvialen Komponenten verfüllt, welche talaufwärts von einer Schotterflur (oberhalb ◇) und talabwärts von einer Ablationsmoräne (■) überlagert wird. Dort wurde in 3040 m NN Bodenprofil 15 (×15) angelegt.

Photo 34: Southward view from the orographic right valley flank of the Thini Khola in 3040 m asl, close to its valley exit, on the orographic left valley flank. Close to the mouth a lateral moraine (▲) of glacier stadium • 1, 2 is situated, on which soil profile 12 (×12) was dug in 3140 m asl. Below this moraine the valley floor is filled by a huge glacial and fluvial accumulation, which is covered by a gravel layer (above ◇) up valley and an ablation moraine (■) down valley. Here soil profile 15 (×15) was dug.

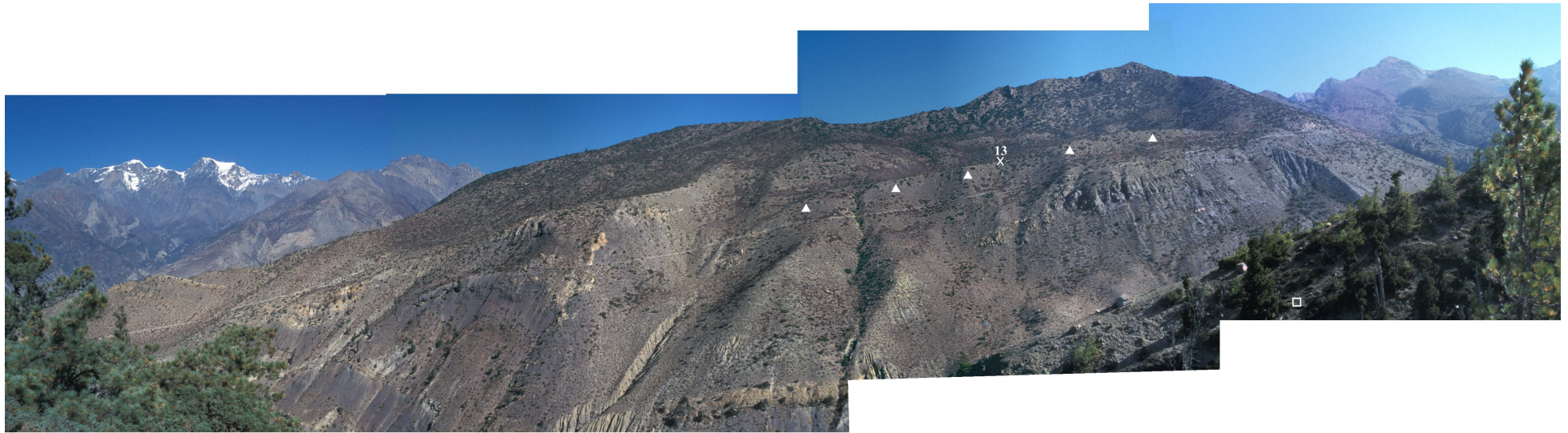


Photo 35: Blick aus dem zentralen Thini Khola von der Dammgletschermoräne (□) (vgl. Photo 30) des Vergletscherungsstadiums III in 3485 m NN nach Nordwesten auf die orographisch rechte Talflanke. Über eine Länge von mehr als 1000 m lässt sich sehr gut die Ufermoräne (▲) des Vergletscherungsstadiums I verfolgen. In zentraler Position wurde hier in 3500 m NN Bodenprofil 13 (×13) angelegt.

Photo 35: Northwestward view from the podestal moraine (□) (cf. Photo 30) of glacier stadium III in 3489 m asl in the central part of the Thini Khola on the orographic right valley flank. A more than 1000 m long lateral moraine (▲) of glacier stadium I can be observed. Soil profile 13 (×13) was dug here in 3500 m asl.

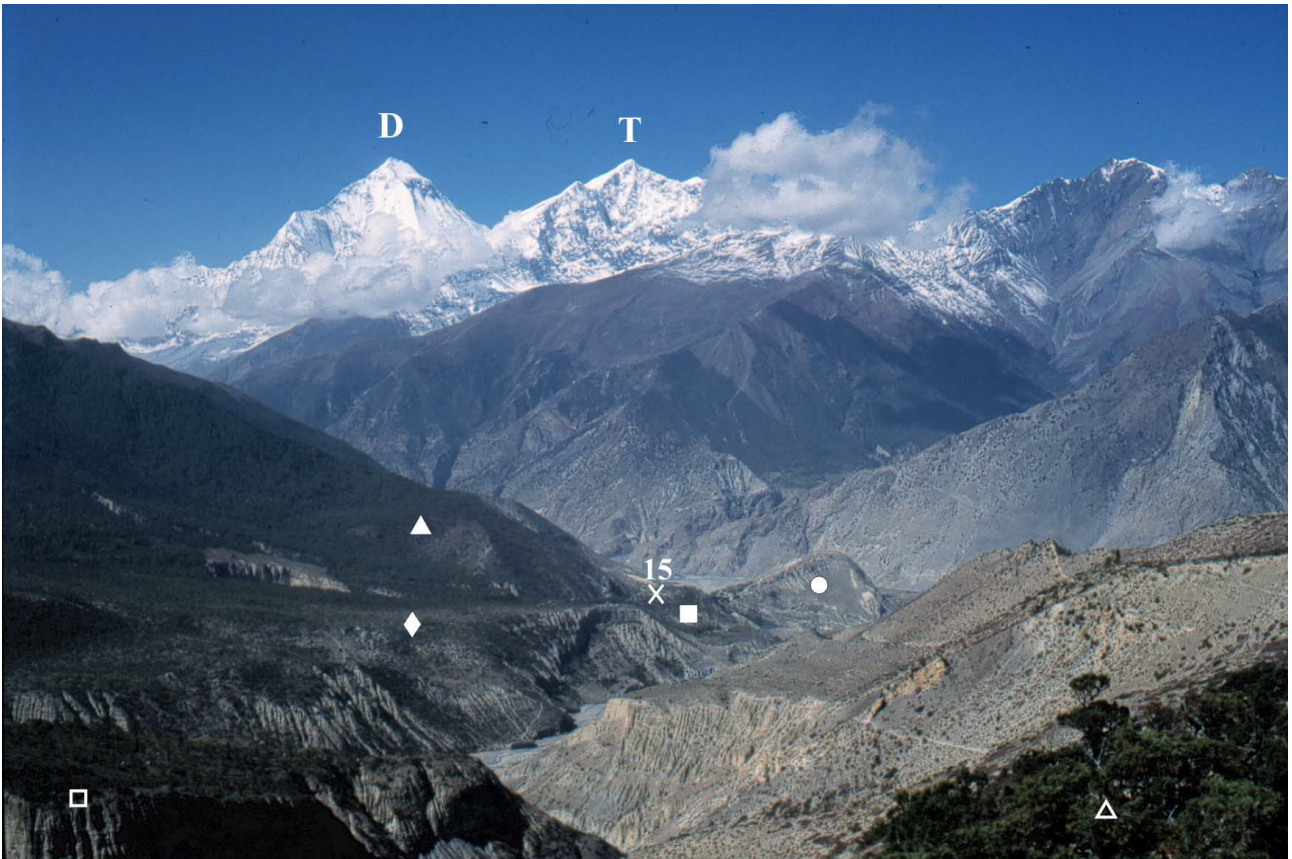


Photo 36: Blick von der orographisch rechten Ufermoräne (△), auf der Bodenprofil 13 angelegt wurde, aus 3560 m NN nach Südwesten in das untere Thini Khola. Im Hintergrund sind der 8172 m NN hohe Dhaulagiri I (D), sowie der 6920 m NN hohe Tukuche Peak (T) zu sehen. Am linken unteren Bildrand ist die Dammgletschermoräne des Vergletscherungsstadiums III erkennbar (□), auf welcher Bodenprofil 14 angelegt wurde. Talabwärts ist der Talboden mit einer mächtigen Akkumulation aus glazigenen und fluvialen Komponenten verfüllt, welche talaufwärts von einer Schotterflur (◇) und talabwärts von einer Ablationsmoräne (■) überlagert wird. Dort wurde in 3040 m NN Bodenprofil 15 (×15) angelegt. (▲) markiert eine Ufermoränenleiste des Vergletscherungsstadiums • 1, 2, auf welcher in 3140 m NN Bodenprofil 12 (×12) erstellt wurde. Über dem Mündungsbereich des Thini Khola erhebt sich eine mächtige Formation (●), welche im Kern aus Anstehendem aufgebaut ist, dem glazigene und fluviale Sedimente aufgelagert sind.

Photo 36: Southwestward view from the orographic right lateral moraine (△) in 3560 m asl, where soil profile 13 was dug, into the lower Thini Khola. In the background the 8172 m asl high Dhaulagiri I (D) and the 6920 m asl high Tukuche Peak (T) can be seen. In the lower left corner of the photo the podestal moraine (□) of glacier stadium III is situated, where soil profile 14 was dug. Down valley the valley floor is filled by a huge glacial and fluvial accumulation, which is covered by a gravel layer (◇) up valley and an ablation moraine (■) downvalley. Here soil profile 15 (×15) was dug in 3040 m asl. (▲) marks remains of a lateral moraine of glacier stadium • 1, 2, on which soil profile 12 (×12) was dug in 3140 m asl. A huge formation (●) towers above the mouth of the Thini Khola. It is built of bedrock covered by glacial and fluvial deposits.



Photo 37: Blick von der orographisch rechten Talflanke des Kali Gandaki, aus 2720 m NN oberhalb von Tukuche, nach Osten auf die Nilgiri-W-Abdachung. Das Chokopani Khola (a) leitet von den beiden höchsten Erhebungen herab, dem 7061 m NN hohen Nilgiri-North (NN) und dem 6940 m NN hohen Nilgiri-Central (NC). Das nördlich angrenzende Chiman Khola (b) erreicht hingegen nur eine Höhe von 5800 m NN. Der rezente Chokopani-Gletscher endet bei etwa 3800 m NN, direkt oberhalb von (a), das Chiman Khola ist rezent unvergletschert. Aus beiden Tälern reichten vorzeitliche Gletscher bis ins Kali Gandaki. Im Mündungsbereich des Chokopani Khola haben sich Reste einer hochglazialen, fluvial überprägten Podestmoräne (■) erhalten. Im Mündungsbereich des Chiman Khola ist der Rest einer orographisch linken Ufermoräneneinfassung eines Zungenbeckens des Vergletscherungsstadiums II zu erkennen, auf welcher Bodenprofil 18 (×18) in 2815 m NN erstellt wurde.

Photo 37: Eastward view from the orographic right valley flank of the Kali Gandaki in 2720 m asl above Tukuche on the west-face of the Nilgiri massif. The Chokopani Khola (a) reaches down from the two highest peaks, the 7061 m asl high Nilgiri-North (NN) and the 6940 m asl high Nilgiri-Central (NC). Further to the north the Chiman Khola (b) only reaches 5800 m asl. The present Chokopani-Glacier ends in 3800 m asl, just above (a). The Chiman Khola is not glaciated today. From both valleys former glaciers reached down into the Kali Gandaki. At the valley exit of the Chokopani Khola remains of a highglacial, fluvially reworked podestal moraine (■) are preserved. In the valley exit of the Chiman Khola remains of an orographic left lateral moraine of glacier stadium II can be seen, on which soil profile 18 (×18) was dug in 2815 m asl.

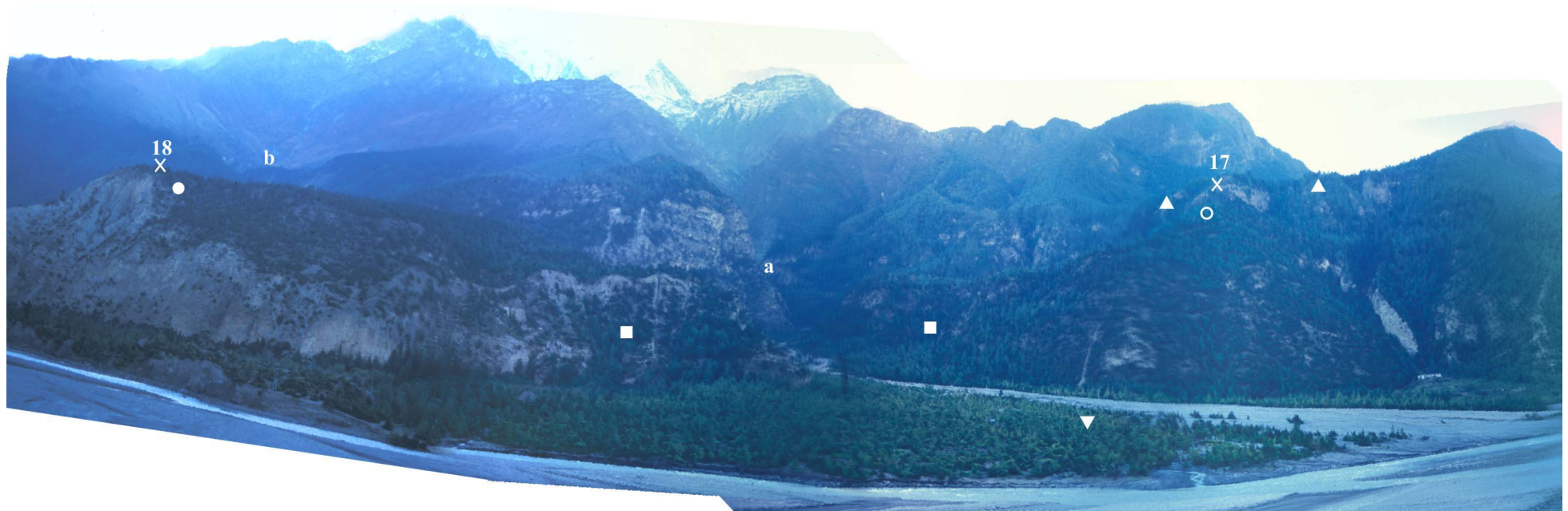


Photo 38: Blick vom Talboden des Kali Gandaki aus 2590 m NN, 1 km nordöstlich von Tukuche, nach Osten auf den Mündungsbereich des Chiman (b) und Chokopani Khola (b) unterhalb der Nilgiri-W-Abdachung. Beiderseits der rezenten Tiefenlinie des Chokopani Khola, deren rezenter Schuttfächer (▼) sich im Bildvordergrund befindet, sind Reste einer fluvial überprägten, hochglazialen Podestmoräne (■) zu erkennen. (▲) kennzeichnet einen kamesartigen, fluvialen Stauschuttkörper, welcher aus einem kleinen, orographisch linken Nebentälchen, gegen den hochglazialen Gletscherstrom aus dem Chokopani Khola geschüttet wurde. Zwischen der Podestmoräne und dem Stauschuttkörper hat sich eine Moräne (○) des Chokopani-Gletschers erhalten, welche Vergletscherungsstadium V zugeordnet werden kann. Hier wurde Bodenprofil 17 (×17) in 2900 m NN angelegt. Vergletscherungsstadium II des Chiman-Gletschers ist durch ein gut erhaltenes Zungenbecken dokumentiert, auf dessen linker Ufermoräne (●) Bodenprofil 18 (×18) in 2815 m NN erstellt wurde.

Photo 38: Eastward view from the valley floor of the Kali Gandaki in 2590 m asl, 1 km northeast of Tukuche, on the mouth of the Chiman (b) and Chokopani Khola (b) below the west-face of the Nilgiri massif. On both sides of the present thalweg of the Chokopani Khola, whose present alluvial fan (▼) is situated in the foreground, remains of a fluvially reworked highglacial podestal moraine (■) can be seen. (▲) marks a kame terrace, that was deposited by a small left tributary against the highglacial Chokopani-Glacier. Between the podestal moraine and the kame terrace remains of a moraine (○) of glacier stadium V are preserved. Soil profile 17 (×17) was dug here in 2900 m asl. From the Chiman-Glacier of stadium II a tongue basin is well preserved. On its left lateral moraine (●) soil profile 18 (×18) was dug in 2815 m asl.

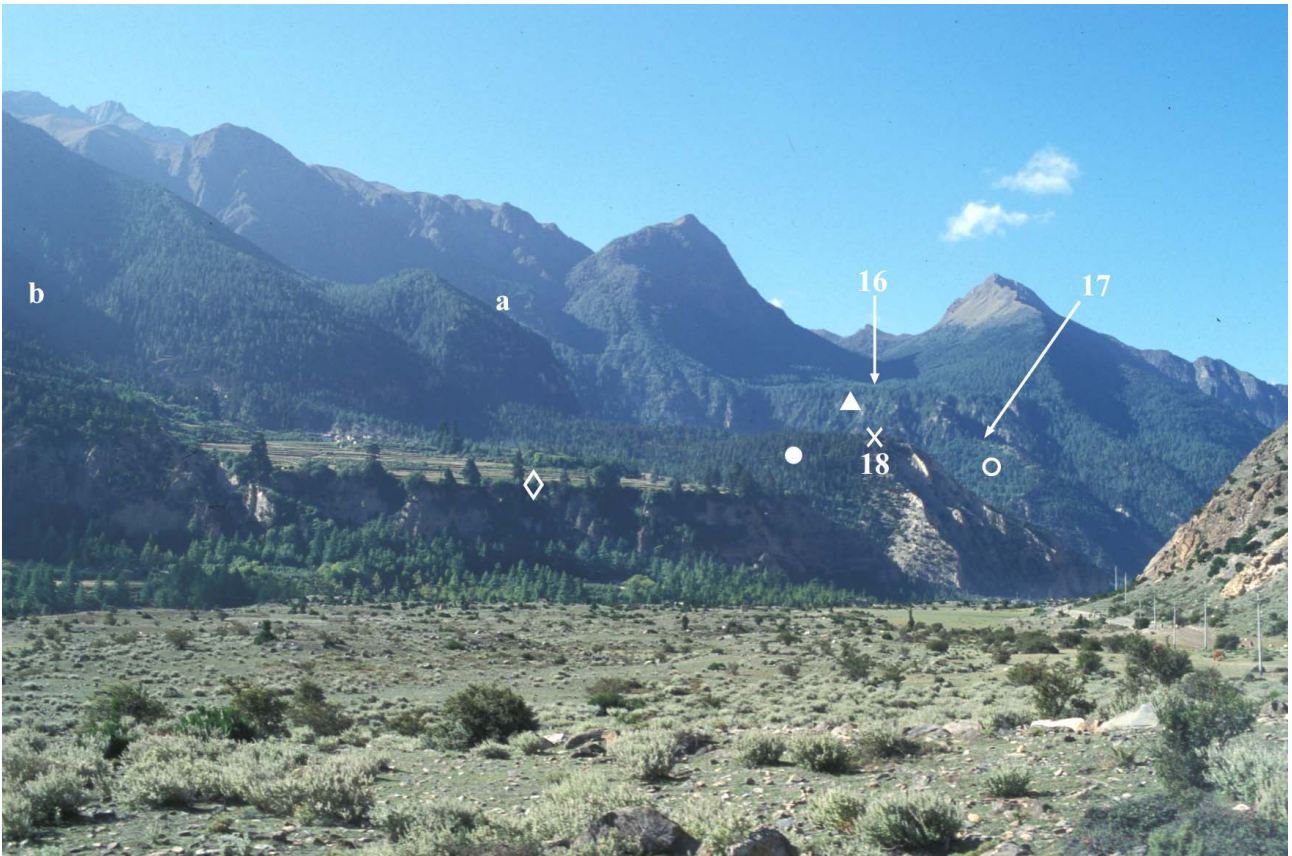


Photo 39: Blick vom Talboden des Kali Gandaki aus 2640 m NN, 2 km südwestlich von Marpha, nach Südosten auf den Mündungsbereich des Chiman (b) und Chokopani Khola (a). Das Vergletscherungsstadium II zugeordnete Zungenbecken des Chiman-Gletschers ist mit seiner Zungenbeckenfüllung (◇), sowie der orographisch linken Ufermoräne (●) gut erhalten. Auf letzterer wurde in 2815 m NN Bodenprofil 18 (×18) angelegt. (▲) markiert einen kamesartigen Stauschuttkörper, welcher gegen den hochglazialen Gletscherstrom aus dem Chokopani Khola geschüttet wurde. In 3165 m NN wurde hier Bodenprofil 16 (↓ 16) erstellt. Unterhalb des Stauschuttkörpers schließt sich eine Moräne (○) des Chokopani-Gletschers aus Vergletscherungsstadium V an, auf welcher in 2900 m NN Bodenprofil 17 (×17) angelegt wurde.

Photo 39: Southeastward view from the valley floor of the Kali Gandaki in 2640 m asl, 2 km southwest of Marpha, on the mouth of the Chiman (b) and Chokopani Khola (a). The basin filling (◇) as well as the orographic left lateral moraine (●) of a tongue basin of the Chiman-Glacier according to glacier stadium II are well preserved. On the last soil profile 18 (×18) was dug in 2815 m asl. (▲) marks a kame terrace, which was poured against the highglacial glacier of the Chokopani Khola. Soil profile 16 (↓ 16) was dug here in 3165 m asl. Below the kame terrace a moraine (○) of glacier stadium V is preserved, on which soil profile 17 (×17) was dug in 2900 m asl.



Photo 40: Blick von einer Ufermoräne im Mündungsbereich des Chiman Khola ((●) in Photo 39) aus 2850 m NN nach Westen auf die orographisch rechte Talflanke des Kali Gandaki mit dem Thapa Khola (a). Die orographisch rechte Flanke des Thapa Khola wird durch die Tukuche-NNE-Wand mit dem 6920 m NN hohen Tukuche Peak (T) gebildet, am westlichen Talschluss erhebt sich der Yamkim Peak (Y) bis auf 5882 m NN. Die tiefste rezente Eisrandlage im Thapa Khola befindet sich unterhalb der Tukuche-NNE-Wand in 4800 m NN (×).

Photo 40: Westward view from a lateral moraine in the mouth of the Chiman Khola ((●) in Photo 39) in 2850 m asl on the orographic right valley flank of the Kali Gandaki and into the Thapa Khola (a). The orographic right flank of the Thapa Khola is built by the Tukuche-NNE-Wall culminating in the 6920 m asl high Tukuche Peak (T). On the western end the valley is bordered by the 5882 m asl high Yamkim Peak (Y). The lowest present ice margin in the Thapa Khola is situated below the Tukuche-NNE-Wall in 4800 m asl (×).

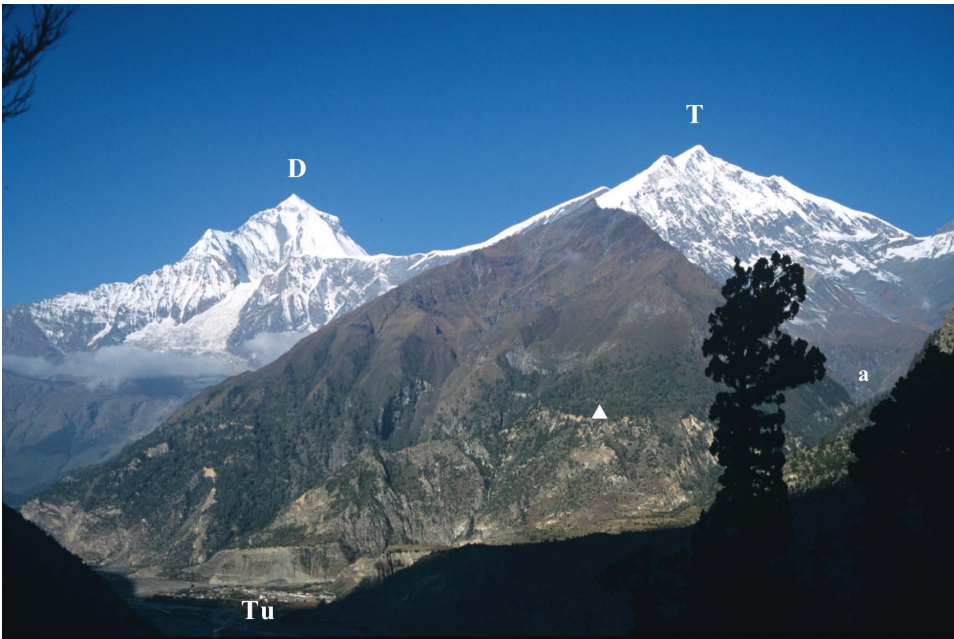


Photo 41: Blick von einer Ufermoräne im Mündungsbereich des Chiman Khola ((●) in Photo 39) aus 2850 m NN nach Westen auf die orographisch rechte Talflanke des Kali Gandaki mit dem Thapa Khola (a), welches in dem 6920 m NN hohen Tukuche (T) Peak gipfelt. Südlich des Tukuche Peak leitet ein langgezogener Kamm zum 8172 m NN hohen Dhaulagiri I (D) über. (▲) kennzeichnet hochglaziale Moränenreste des Thapa-Gletschers. Bei Tukuche (Tu) liegt die rezente Mündung des Thapa Khola in das Kali Gandaki.

Photo 41: Westward view from a lateral moraine in the mouth of the Chiman Khola ((●) in Photo 39) in 2850 m asl on the orographic right valley flank of the Kali Gandaki and into the Thapa Khola (a), which culminates in the 6920 m asl high Tukuche Peak (T). South of the Tukuche Peak a long ridge leads to the 8172 m asl high Dhaulagiri I (D). (▲) marks remains of a highglacial moraine of the Thapa-Glacier. Close to Tukuche (Tu) the present mouth of the Thapa Khola can be seen.

Photo 42: folgt nach Photo 43 / follows behind Photo 43



Photo 43: Aufschluss der Zungenbeckensedimente des Vergletschungsstadiums II (vgl. (◇) in Photo 39) im Mündungsbereich des Chiman Khola in 2720 m NN. Wie die limnischen Ablagerungen verdeutlichen, war das Zungenbecken zeitweise von einem Moränenstausee erfüllt.

Photo 43: Exposure of the tongue basin sediments of glacier stadium II (cf. (◇) in Photo 39) in the mouth of the Chiman Khola in 2720 m asl. The tongue basin was temporarily fulfilled by a lake.



Photo 42: Blick von einer Ufermoräne im Mündungsbereich des Chiman Khola ((●) in Photo 39) aus 2800 m NN nach Südwesten in das talabwärtige Kali Gandaki, an dessen orographisch linker Talflanke sich der 8172 m NN hohe Dhaulagiri I (D) erhebt. Auf einem gegen den hochglazialen Gletscherstrom aus dem Chokopani Khola (← a) geschütteten, kamesartigen Stauschuttkörper (▲) wurde Bodenprofil 16 (×16) in 3165 m NN angelegt. Aus Vergletscherungsstadium V ist eine Moräne (○) des Chokopani-Gletschers erhalten, auf welcher Bodenprofil 17 (×17) in 2900 m NN erstellt wurde. Im Mündungsbereich des Thapa Khola (→ b) bei Tukuche hat sich eine vom Thapa-Gletscher in Vergletscherungsstadium • 1, 2 gebildete Podestmoräne (■) erhalten, welche von der rezenten Tiefenlinie zerschnitten wird. Auf der südlichen Teilakkumulation wurde Bodenprofil 19 (×19) in 2690 m NN erstellt.

Photo 42: Southwestward view from a lateral moraine in the mouth of the Chiman Khola ((●) in Photo 39) in 2800 m asl down valley into the Kali Gandaki bordered by the 8172 m asl high Dhaulagiri I (D). Soil profile 16 (×16) was dug on a kame terrace (▲) in 3165 m asl, which was poured against a highglacial glacier in the Chokopani Khola (← a). Below this terrace a moraine (○) of glacier stadium II is preserved, on which soil profile 17 (×17) was dug in 2900 m asl. In the mouth of the Thapa Khola (→ b) near Tukuche a podestal ground moraine (■) of the Thapa-Glacier of glacier stadium • 1, 2 is preserved. Soil profile 19 (×19) was dug here in 2690 m asl.



Photo 44: Blick vom Talboden des Kali Gandaki im Bereich des Dhampus-Beckens aus 2760 m NN, 0,6 km nordöstlich von Titi, nach Norden auf den Nupsan-Dada-Kamm, welcher in Fortsetzung der orographisch rechten Talflanke des Panpu Khola weit in das nördliche Dhampus-Becken hineinragt. Durch ihre unterschiedlichen Höhengniveaus lassen sich die glazigenen Akkumulationen entlang des Kamms vier Vergletscherungsstadien zuordnen. (1 ↓) kennzeichnet eine orographisch rechte Ufermoräne des hochglazialen Panpu-Gletschers in 3340 m NN, 860 m über dem rezenten Talboden. Hier wurde Bodenprofil 20 angelegt. In 3180 m NN ist eine Mittelmoränenterrasse (2 ↓) des Stadiums • 1 zu erkennen, welche zwischen dem Haupttalglacier und dem Panpu-Gletscher akkumuliert wurde. In 3020 m NN findet sich eine weitere, großflächig erhaltene Mittelmoränenterrasse (■) an, welche dem Stadium • 2 zugeordnet werden kann. Hier wurde Bodenprofil 21 erstellt. Der kammabwärts noch einmal über die Terrasse hinausragende Kammverlauf (●) bot ein zusätzliches Widerlager, durch welches sich die große Ausdehnung der Akkumulation erklärt. Am Ostende des Kamms befindet sich in 2960 m NN eine dritte Mittelmoräne (▲) (Stadium II), auf welcher Bodenprofil 22 angelegt wurde.

Photo 44: Northward view from the valley floor of the Kali Gandaki at the Dhampus-Basin in 2760 m asl, 0.6 km northeast of Titi, on the Nupsan-Dada-Ridge (elongation of the orographic right flank of the Panpu Khola). Due to their different altitude level accumulations of four glacier stadia can be separated. (1 ↓) marks an orographic right lateral moraine of the highglacial Panpu-Glacier in 3340 m asl., 860 m above the present valley floor. Soil profile 20 was dug here. In 3180 m asl a dividing moraine terrace (2 ↓) of glacier stadium • 1 can be seen, being accumulated between the main valley glacier and the Panpu-Glacier. In 3020 m asl a second dividing moraine terrace (■) can be found, which belongs to glacier stadium • 2. Soil profile 21 was dug here. The down valley rising ridge height (●) as counter bearing is responsible for the huge dimension of this moraine. At the eastern terminus of the ridge another dividing moraine terrace (▲) (stadium II) is situated in 2960 asl, on which soil profile 22 was dug.



Photo 45: Blick vom Nupsan-Dada-Kamm (vgl. Photo 44) im nördlichen Dhampus-Becken aus 2970 m NN nach Westen auf die NE-Wand des 8172 m NN hohen Dhaulagiri I (D), die SE-Wand des 6920 m NN hohen Tukuche Peak (T), sowie die beide Gipfel verbindende Dhaulagiri-Tukuche-E-Flanke. Zwischen 3880 und 4240 m NN, oberhalb der Mündung in das Kali Gandaki, ist eine deutlich ausgeprägte, muldenförmige Verflachung zu erkennen. In einer Höhe von 3720 m NN endet hier der rezente Dhaulagiri-E-Gletscher (←). Unterhalb dieser Verflachung leitet das zentral gelegene Ghatte Khola (a) zum Talbodenniveau des Kali Gandaki über.

Photo 45: Westward view from the Nupsan-Dada-Ridge (cf. Photo 44) in the northern Dhampus-Basin in 2970 m asl on the NE-Wall of the 8172 m asl high Dhaulagiri I (D), the SE-Wall of the 6920 m asl high Tukuche Peak (T) and the Dhaulagiri-Tukuche E-Wall between these peaks. Between 3880 m asl and 4240 m asl, above the mouth into the Kali Gandaki, a depression can be seen. The present terminus of the Dhaulagiri-E-Glacier is situated here in 3880 m asl (←). The Ghatte Khola (a) connects this depression with the valley floor of the Kali Gandaki.



Photo 46: Blick vom Nupsan-Dada-Kamm (vgl. Photo 44) aus 3180 m NN nach Südwesten über das Dhampus-Becken zur orographisch rechten Talflanke des Kali Gandaki. Das rezent unvergletscherte Lete Khola (a) leitet vom 4991 m NN hohen Sarban Dhuri (S) herab und mündet in 2360 m NN in das südliche Dhampus-Becken.

Photo 46: Southwestward view from the Nupsan-Dada-Ridge (cf. Photo 44) in 3180 m asl across the Dhampus-Basin on the orographic right valley flank of the Kali Gandaki. The Lete Khola (a) reaches down from the 4991 m asl high Sarban Dhuri (S) into the Dhampus-Basin in 2360 m asl. At present it is not glaciated.

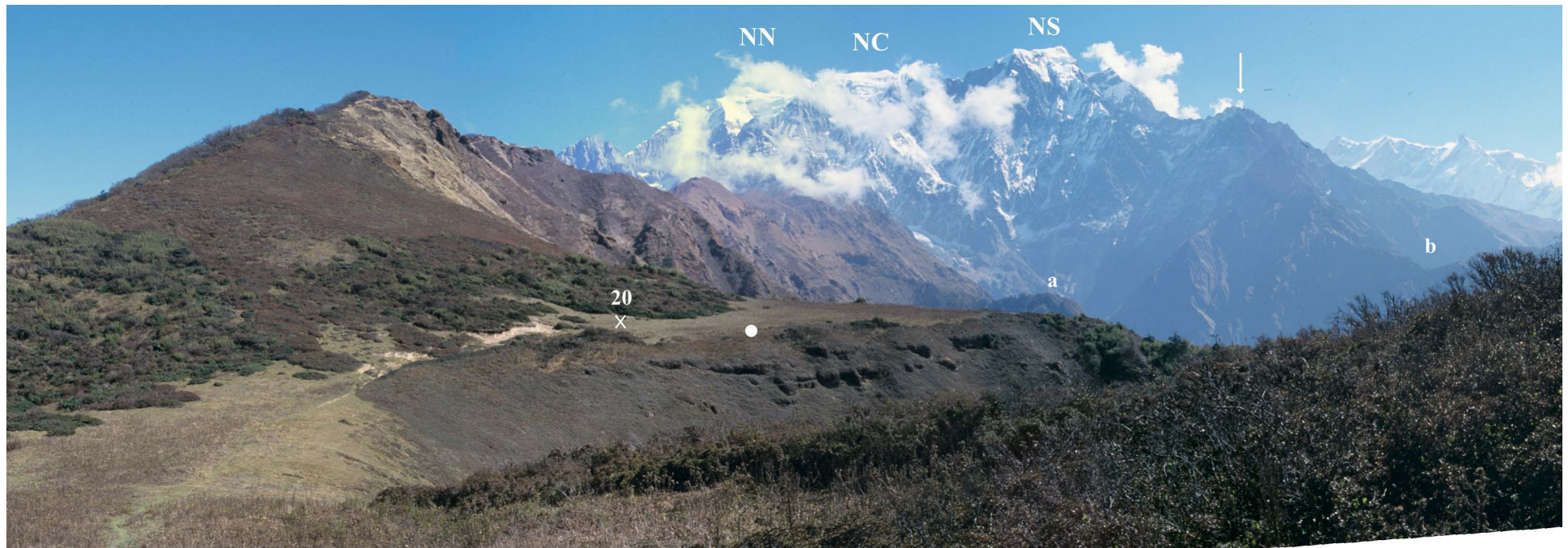


Photo 47: Blick vom Nupsan-Dada-Kamm (vgl. Photo 44) aus 3340 m NN nach Osten auf den oberen Nupsan-Dada-Kamm, welcher hier die orographisch rechte Talflanke des Panpu Khola (a) bildet. Diese Tal leitet vom 6940 m NN hohen Nilgiri-Central (NC) und dem 6839 m NN hohen Nilgiri-South (NS) in südwestlicher Richtung herab, der 7061 m NN hohe Nilgiri-North (NN) gehört dagegen nicht mehr zum Einzugsgebiet. Südlich schließt sich das bis auf 5560 m NN (↓) hinaufreichende Tantun Khola (b) an. Im Vordergrund ist die hochglaziale Ufermoränenterrasse (●) des Panpu-Gletschers zu sehen, auf welcher in 3340 m NN Bodenprofil 20 (×20) angelegt wurde.

Photo 47: Eastward view from the Nupsan-Dada-Ridge (cf. Photo 44) in 3340 m asl on the upper Nupsan-Dada-Ridge and into the Panpu Khola (a). This valley reaches down southwestward from the 6940 m asl high Nilgiri-Central (NC) and the 6839 m asl high Nilgiri-South (NS), while the 7061 m asl high Nilgiri-North (NN) does not belong to the catchment area. Further to the south the Tanun Khola (b) culminates in 5560 m asl (↓). In the foreground the highglacial lateral moraine (●) of the Panpu-Glacier can be seen, on which soil profile 20 (×20) was dug in 3340 m asl.

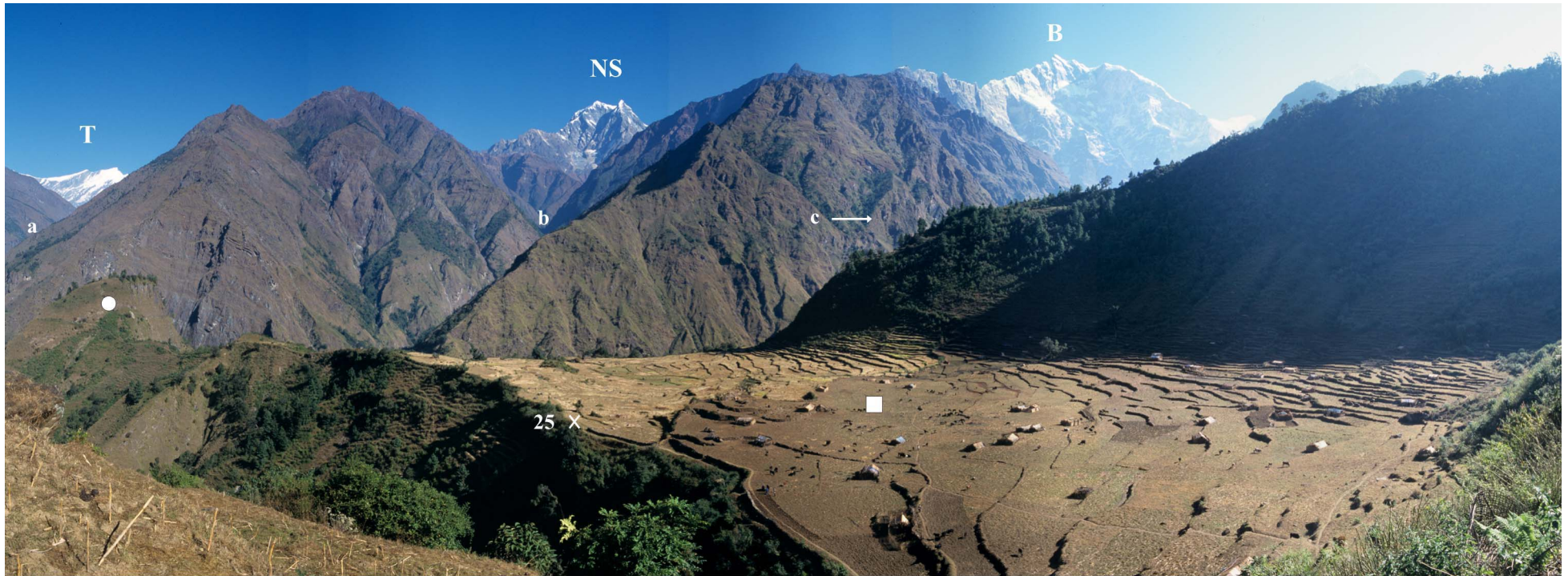


Photo 48: Blick von der orographisch linken Talflanke des Kali Gandaki, südlich der Miristi-Khola-Mündung aus 2000 m NN, nach Nordosten in das Kali Gandaki (a), das Miristi Khola (b) und das Ghalemdi Khola (c →). Im Hintergrund sind der 6920 m NN hohe Tukucho Peak (T), der 6839 m NN hohe Nilgiri-South (NS), sowie der 7647 m NN hohe Bharha Chuli (B) zu sehen. (●) kennzeichnet einen Riegelberg im zentralen Mündungsbereich des Miristi Khola. Im Vordergrund erstreckt sich eine hochglaziale Podestmoräne (■) des Miristi-Gletschers, auf welcher in Bodenprofil 25.

Photo 48: Northeastward view from the orographic left valley flank of the Kali Gandaki, south of the mouth of the Miristi Khola in 2000 m asl into the Kali Gandaki (a), the Miristi Khola (b) and the Ghalemdi Khola (c). In the background the 6920 m asl high Tukucho Peak (T), the 6839 m asl high Nilgiri-South (NS) and the 7647 m asl high Bharha Chuli (B) can be seen. (●) marks a transverse rock bar on the valley floor at the mouth of the Miristi Khola. In the foreground a highglacial pedestral ground moraine (■) is situated, on which soil profile 25 was dug.



Photo 49: Talaufwärtiger Blick in das Kali Gandaki (↓ a) und das Aul Khola (↓ b) aus 960 m NN, 4 km nordöstlich von Galeshawar, nach Nordosten. Auf einem Felsporn zwischen den beiden Tälern hat sich Moräne in primärer Lagerung erhalten (▲), welche vermutlich dem Hochglazial zuzuordnen ist. Hier wurde Bodenprofil 26 (× 26) erstellt.

Photo 49: Northeastward up valley view into the Kali Gandaki (↓ a) and the Aul Khola (↓ b) in 960 m asl, 4 km northeast of Galeshawar. On the rock bar between the valleys a primary moraine (▲) is preserved, which probably was accumulated during the Highglacial. Soil profile 26 (× 26) was dug here.

Photo 50: folgt nach Photo 51 / follows behind Photo 51

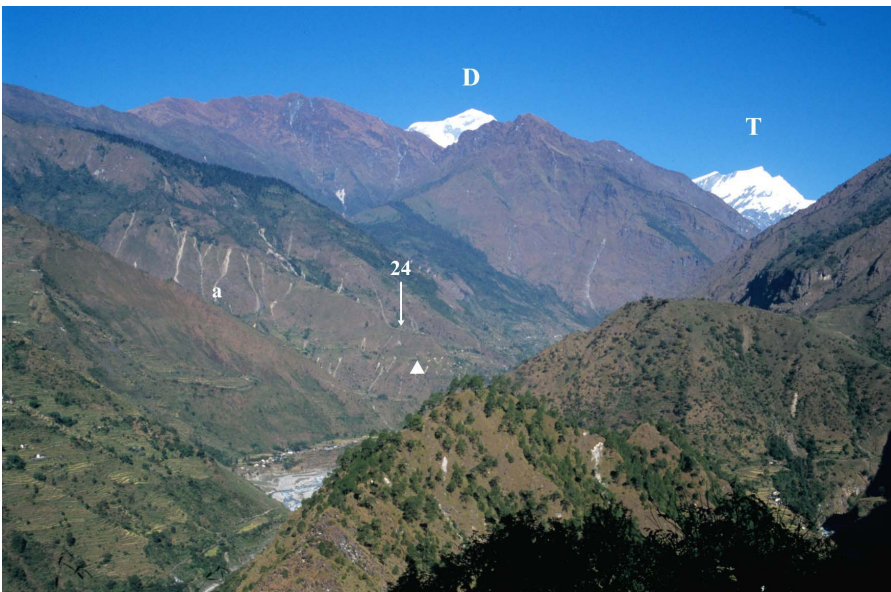


Photo 51: Blick von der orographisch linken Talflanke des Kali Gandaki, südlich der Miristi-Khola-Mündung aus 1980 m NN, nach Nordwesten auf die orographisch linke Flanke des Kali Gandaki. Im Hintergrund sind der 8172 m NN hohe Dhaulagiri I (D) und der 6920 m NN hohe Tukuche Peak (T) zu erkennen. Im Bereich des bei 1400 m NN einmündenden Dana Kholas (a) ist eine Ufermoränenleiste (▲) erhalten, die sich Vergletscherungsstadium • 1 zuordnen lässt. Hier wurde in 1720 m NN Bodenprofil 24 (↓ 24) angelegt.

Photo 51: Northwestward view from the orographic left valley flank of the Kali Gandaki, south of the mouth of the Miristi Khola in 1980 m asl, on the orographic right flank of the Kali Gandaki. In the background the 8172 m asl high Dhaulagiri (D) and the 6920 m asl high Tukuche Peak (T) can be seen. At the mouth of the Dhana Khola (a) a lateral moraine (▲) of glacier stadium • 1 is preserved. Soil profile 24 (↓ 24) was dug here in 1720 m asl.



Photo 50: Blick von einer Ufermoräne im Bereich der Dana-Khola-Mündung ((▲) in Photo 51) aus 1750 m NN nach Südwesten über das Kali Gandaki auf den Mündungsbereich des Miristi Khola (a), welcher sich zwischen zwei in das Talbodenniveau vorgeschobenen Felsriegeln ((■) und (●)) befindet. Unter (↓) ist ein Teil der hochglazialen Podestmoräne des Miristi-Gletschers zu erkennen, auf welcher Bodenprofil 25 angelegt wurde. Im Hintergrund ist der Gipfel des 7219 m NN hohen Annapurna-South (AS) zu sehen.

Photo 50: Southwestward view from a lateral moraine ((▲) in Photo 51) at the mouth of the Dana Khola in 1750 m asl across the Kali Gandaki on the mouth of the Miristi Khola (a), which is situated between two rock bars ((■) and (●)). Below (↓) a part of the highglacial podestal ground moraine of the Miristi-Glacier can be seen, on which soil profile 25 was dug. In the background the 7219 m asl high Annapurna-South (AS) can be seen.



Photo 52: Talaufwärtiger Blick in das Kali Gandaki, 1,3 km südlich Ghasa (↓ G) aus 1920 m NN nach Nordwesten. Das Photo zeigt den Außenhang der Endmoräne (▲) des Vergletscherungsstadiums I, deren orographisch rechter Teil sich gut erhalten hat. Bodenprofil 23 (↓ 23) wurde am hangfernsten Bereich der Moräne in 2130 m NN angelegt.

Photo 52: Northwestward up valley view into the Kali Gandaki, 1.3 km south of Ghasa (↓ G) in 1920 m asl. The outer hillside of the terminal moraine (▲) of glacier stadium I is shown. The orographic right part is well preserved. Soil profile 23 (↓ 23) was dug here in 2130 m asl far-off from the valley flank.



Photo 53: Blick vom Nupsan-Dada-Kamm (vgl. Photo 44) aus 3050 m NN nach Süden in das Kali Gandaki mit dem Dhampus-Becken. In zentraler Position erhebt sich, auf einem Felssockel ruhend, eine mächtige Moränenakkumulation (■), die sich hauptsächlich aus einer Stirnmoräne des von links einmündenden Panpu-Gletschers aus Vergletscherungsstadium II aufgebaut ist, an welche sich im rechten Teil Moränen des Dhaulagiri-E-Gletschers aus Vergletscherungsstadium III angelagert haben (vgl. KUHLE 1983: 228-236). (●) markiert einen rampenförmigen Übergang von der hochliegenden Stirnmoräne zur Grundmoräne des Panpu-Gletschers. Das Material, aus dem die Moränen zusammengesetzt sind, stammt ursprünglich vermutlich von einem großen Bergsturzereignis, bei dem die hohen Bereiche der Flanke (◆◆◆◆) südlich des Lete Khola (a) kollabierten (vgl. FORT 2000: 109-113). Am Süden des Dhampus-Beckens bei 2400 m NN (↓) befand sich die Eisrandlage des Dhaulagiri-E-Gletschers während Vergletscherungsstadium II.

Photo 53: Southward view from the Nupsan-Dada-Ridge (cf. Photo 44) in 3050 m asl to the south into the Kali Gandaki and the Dhampus-Basin. In the centre a bedrock bar is situated on the valley floor, which is covered by a huge moraine complex (■). This complex is mainly composed of a terminal moraine from the Panpu-Glacier of stadium II, which came down from the left into the Dhampus-Basin. On the right hand of this terminal moraine accumulations from the Dhaulagiri-E-Glacier (stadium III) are attached (cf. KUHLE 1983: 228-236). (●) marks a ramp-like transition from the higher terminal moraine to the ground moraine of the former Panpu-Glacier. The substrate of the moraines was probably originally accumulated by a huge rockslide coming down from the valley flank (◆◆◆◆) south of the Lete Khola (a) (cf. FORT 2000: 109-113). At the southern edge of the Dhampus-Basin in 2400 m asl (↓) the glacier terminus of the Dhaulagiri-E-Glacier of stadium II was situated.



Photo 54: Blick vom Nupsan-Dada-Kamm (vgl. Photo 44) aus 3320 m NN nach Westen auf den unteren Teil des Nupsan-Dada-Kamms. Zu erkennen sind drei Moränenakkumulationen in verschiedenen Höhenniveaus entlang des Kammverlaufs. (◆) kennzeichnet eine Mittelmoränterrasse in 3180 m NN, welche in Vergletscherungsstadium • 1 zwischen dem Panpu-Gletscher und dem Haupttalgletscher entstand. In gleicher Weise wurde die große Moränterrasse (■) in 3020 m NN während Vergletscherungsstadium • 2 akkumuliert. Hier wurde Bodenprofil 21 (↓ 21) angelegt. Am Südende ist eine Mittelmoräne (▲) zu erkennen, welche während Vergletscherungsstadium II von dem aus der gegenüberliegenden Flanke kommenden und durch den Kammverlauf geteilten Gletscherstrom des Dhaulagiri-E-Gletschers abgelagert wurde. Hier wurde Bodenprofil 22 (↓ 22) erstellt.

Photo 54: Westward view from the Nupsan-Dada-Ridge (cf. Photo 44) in 3320 m asl on the lower part of the Nupsan-Dada-Ridge. Three moraine accumulations can be seen in different elevation levels. (◆) marks a dividing moraine terrace in 3180 m asl accumulated between the main valley glacier and the Panpu-Glacier during glacier stadium • 1. In the same way the huge terrace (■) in 3020 m asl was accumulated during glacier stadium • 2. Soil profile 21 (↓ 21) was dug here. At the southern edge of the ridge another dividing moraine (▲) is situated being accumulated during glacier stadium II by the Dhaulagiri-E-Glacier coming down from the opposite valley flank. Soil profile 22 (↓ 22) was dug here.

Anhang 1: Übersicht der berechneten Schneegrenzhöhen und Schneegrenzdepressionen aller Methoden

Appendage 1: Final results for the ELA calculations of all methods used

Tal/Gletscher	Stadium	Expo- sition	Kuhle SGr	Kuhle SG- Depres- sion	Höfer SG	Höfer SG- Depres- sion	Louis SG	Louis SG- Depres- sion	Kuhle- Variante- 1 SG	Kuhle-Variante- 1 SG- Depression	Kuhle- Variante- 2 SG	Variante-2 SG- Depression	Jacob- sen SG	Jacobsen SG- Depression
valley / glacier	stadium	expo- sition	ELA Kuhle	ELA de- pression Kuhle	ELA Höfer	ELA de- pression Höfer	ELA Louis	ELA de- pression Louis	ELA Kuh- le-Vari- ante-1	ELA depres- sion Kuhle- Variante-1	ELA Kuh- le-Vari- ante-2	depression Kuhle- Variante-2	ELA Jacob- sen	ELA depression Jacobsen
			[m NN]	[m]	[m NN]	[m]	[m NN]	[m]	[m NN]	[m]	[m NN]	[m]	[m NN]	[m]
left tributary of Thoron Khola	rezent	NW	5753		5606		5810		5810		5605		5610	
	III (Profil 1)	NW	5055	698	4746	861	5118	693	4839	971	5031	574	5035	575
Yakwakan-S-Glacier	rezent	S	6284		6293		6321		6281		6293		6284	
eastern Khatunkan- N-Glacier	rezent	N	5645		5677		5772		5679		5665		5645	
central Khatunkan-N- Glacier	rezent	N	5757		5630		5780		5661		5754		5739	
western Khatunkan- N-Glacier	rezent	N	5825		5882		6022		5907		5836		5825	
Thoron Glacier	V (jünger als Profil 3)	N-W-S	5233	468	4986	667	5260	520	5039	631	5241	469	5244	474
	IV (Profil 3)	N-W-S	5047	654	4704	949	5060	720	4833	837	4998	712	5012	707
	I (Profil 9)	N-W-S	4539 ¹	1163 ¹	4358	1295	4783	998	4508	1162	4504 ¹	1222 ¹	4498 ¹	1208 ¹
Madek Dumda Glacier	IV (Profil 4)	NW	4701		4609		4785		4672		4697		4701	
	III (Profil 5)	NW	4562		4451		4660		4515		4546		4562	
	II (Profil 6, 7) 0	NW	4375		4204		4470		4278		4363		4375	
		NW	4098		4080		4373		4156		4073		4097	
Dhanladada Glacier	0 (Profil 8)	N	3946		3919		3965		3937		3946		3947	
Nilgiri-NW-Glacier	rezent	N	5305		5149		5581		5228		5335		5289	
Nilgiri-N-Glacier	rezent	N	5019		4996		5329		5138		4985		4905	
Nilgiri-NE-Glacier	rezent	N	5658		5648		5800		5700		5642		5658	
Thini Glacier	III (Profil 14)	N	4527	778	4375	774	5031	550	4498	730	4496	839	4485	804
	II (Profil 15)	(N)	4475	830	4183	966	4931	650	4535	693	4382	952	4412	878
	I (Profil 13)	(N)	4121 ¹	1184 ¹	3943	1206	4851	730	4312	916	4015 ¹	1320 ¹	4118 ¹	1171 ¹
	1,2 (Profil 12)	(N)	3873 ²	1432 ²	3915	1234	4831	750	4291	937	3781 ²	1554 ²	3869 ²	1420 ²
Chokopani Glacier	rezent	WNW	5062		4834		5431		5001		5093		5101	
	V (Profil 17)	WNW	4507	555	4143	691	4931	500	4451	550	4453	640	4460	641
Chiman Glacier	II (Profil 18)	W	3921	1142	3685	1149	4260	1171	3912	1089	3808	1285	3881	1220
Nilgiri-W-Glacier	0 (Profil 16)	WNW	3609 ²	1453 ²	3814	1021	4791	640	4228	773	3458 ²	1635 ²	3607 ²	1494 ²
Tukuche-N-Glacier	rezent	NE					5860							
Yamkim-Peak-N- Glacier	rezent	NE					5741							
Thapa-Glacier	rezent	S					5806							
Thapa-Glacier	1,2 (Profil 19)	N-E-S	4301	1501	4012	1791	4750	1110	4236	1567	4186	1617	4275	1527
	1,2 (Profil 19)	N-E-S	4436	1366	4012	1791	4750	1110	4236	1567	4323	1479	4409	1394
Nilgiri-S-Glacier	rezent	SE	5699		5460		5771		5590		5618		5557	
Khansar-Khan-W- Glacier	rezent	W	5479		5466		6071		5631		5411		5434	
Miristi-Glacier	0 (Profile 20, 25, 26)	SSW	3998	1591	3642	1821	4626	1445	4077	1533	3933	1581	3858	1637
	0 (Profile 20, 25, 26)	SSW	4337	1252	3642	1821	4626	1445	4077	1533	4182	1332	4080	1416
Dhaulagiri-E-Glacier	rezent	SE	5538		5091		5820		5295		5412		5538	
	1 (Profil 24)	E-W	3819	1719	3465	1627	4560	1260	3834	1462	3623	1790	3731	1807
	2 (Profil 21)	E-W	4133	1405	3774	1317	4835	985	4154	1141	3981	1431	4090	1448
	I (Profil 23)	E-W	4190	1349	3844	1248	4895	925	4224	1071	4069	1343	4159	1379
	II (Profil 22)	E-W	4553	985	4144	947	5160	660	4534	762	4398	1014	4507	1031

¹: Mittelwert aus den Ergebnissen für Gletschergruppe IV und II (vgl. Tabelle 2) / mean values for galcier group IV and II (cf. Table 2)

²: Werte für Gletschergruppe IV (vgl. Tabelle 2) / Values for glacier group IV (cf. Table 2)

Appendage 2 (part 1): ELA calculations after the methods of Kuhle (1986b), Höfer (1879) und Louis (1954/55)

Tal/Gletscher	Stadium	Glet-	Expo-	höchster	Gletscher-	Basis-	mittlere	mittlere Kamm-	SGm	Gletscher	Länge	Länge	Gesamt-	Nähr-	Zehr-	Winkel-	Glet-	FSD	Kuhle SG-		Höfer SG-		Louis SG-	
		scher-	sition	Gipfel	-ende	-wert	Gipfelhöhe	-umrahmung		-mächtigkeit	Nährgebiet	Zehrgebiet	vertikale	gebiets-	gebiets-	differe-	scher-		Kuhle	Depres-	Höfer	Depres-	Louis	Depres-
		Type					(Kuhle)	(Höfer)					Gletscher	Winkel	Winkel	renz	Gruppe		SGr	sion	SG	sion	SG	sion
		glacier	expo-	highest	glacier		mean peak	height		mean ridge	glacier body	length	length	glacier	accum.-	ablati-on	angle		glacier	ELA de-	ELA	ELA de-	ELA	ELA de-
valley / glacier	stadium	type	sition	peak	terminus		(Kuhle)	height (Höfer)		height	accumu-	ablation	vertical	area	angel	difference	group		ELA	Kuhle	Höfer	Höfer	Louis	Louis
				[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m]	[m]	[m]	[m]	[°]	[°]			[m NN]	[m]	[m NN]	[m]	NN]	[m]	
left tributary of Thoron Khola	rezent	FI	NW	6300	5320	5810	6300	5892	5810		574	657	980	40,49	36,72	3,77	IV	5,79	5753		5606		5810	
	III (Profil 1)	Fm	NW	6300	3935	5118	5743	5556	4839	mind. 150	2869	2153	1808	17,49	22,78	-5,29	II	-11,94	5055	698	4746	861	5118	693
Yakwakan-S-Glacier	rezent	Fm	S	6482	6160	6321	6402	6425	6281		235	176	242	27,24	34,51	-7,26	IV	-1,37	6284		6293		6321	
eastern Khatunkan-N-Glacier	rezent	Fk	N	6144	5400	5772	5958	5953	5679		347	680	558	38,80	22,31	16,49	I	6,01	5645		5677		5772	
central Khatunkan-N-Glacier	rezent	Fm	N	6320	5240	5780	6081	6020	5661		824	724	841	27,04	30,15	-3,11	I	-11,47	5757		5630		5780	
western Khatunkan-N-Glacier	rezent	Fk	N	6484	5560	6022	6253	6203	5907		446	750	693	37,84	24,80	13,05	IV	11,82	5825		5882		6022	
Thoron Glacier	V (jünger als Profil 3)	Fm	N-W-S	6484	4200	5342	5878	5772	5039	ca. 80	2873	2202	1678	16,28	20,86	-4,58	II	-11,58	5233	468	4986	667	5260	520
	IV (Profil 3)	Fm	N-W-S	6484	3800	5142	5866	5608	4833	ca 120	3628	3155	2066	15,89	18,13	-2,24	II	-10,37	5047	654	4704	949	5060	720
	I (Profil 9)	Fm	N-W-S	6484	3245	4865	5771	5471	4508	mind. 350	4745	5969	2526	14,91	11,95	2,96	II	-7,69	4702	999	4358	1295	4783	998
	I (Profil 9)	Fm	N-W-S	6484	3245	4865	5771	5471	4508	mind. 350	4745	5969	2526	14,91	11,95	2,96	IV	5,27	4375	1326	4358	1295	4783	998
Madek Dumda Glacier	IV (Profil 4)	Fk	NW	5240	4330	4785	5013	4888	4672	ca. 40	512	757	683	33,70	24,28	9,42	II	-4,36	4701		4609		4785	
	III (Profil 5)	Fk	NW	5240	4080	4660	4950	4822	4515	ca. 60	837	1189	870	27,46	20,10	7,37	II	-5,42	4562		4451		4660	
	II (Profil 6, 7)	Fm	NW	5240	3700	4470	4855	4708	4278	ca. 100	1522	1658	1155	20,78	19,20	1,57	II	-8,40	4375		4204		4470	
	0	Fm	NW	5240	3505	4373	4807	4655	4156	ca. 150	2054	2294	1302	17,59	15,84	1,74	IV	4,48	4098		4080		4373	
Dhanladada Glacier	0 (Profil 8)	Fm	N	4080	3850	3965	4023	3988	3937	ca. 20	300	385	173	16,08	12,66	3,42	I	-5,64	3946		3919		3965	
Nilgiri-NW-Glacier	rezent	Fk	N	7061	4100	5581	6355	6197	5228		1217	1832	2255	42,81	31,61	11,20	II	-3,44	5305		5149		5581	
Nilgiri-N-Glacier	rezent	Lk	N	6698	3960	5329	6316	6032	5138		963	2765	2356	50,73	23,08	27,66		5,05	5019		4996		5329	
Nilgiri-NE-Glacier	rezent	FI	N	6200	5400	5800	6000	5896	5700		253	307	600	49,86	44,34	5,52	IV	6,93	5658		5648		5800	
Thini Glacier	III (Profil 14)	Fk	N	7061	3000	5031	6280	5749	4640	ca. 100	2080	6724	3280	38,25	13,71	24,55	II	3,44	4527	778	4375	774	5031	550
	II (Profil 15)	Fk	(N)	7061	2800	4931	6270	5566	4535	ca. 200	2622	7969	3470	33,49	12,28	21,21	II	1,72	4475	830	4183	966	4931	650
	I (Profil 13)	Fs	(N)	7061	2640	4851	5983	5245	4312	mind. 360	4045	12502	3343	22,45	7,62	14,84	II	-1,57	4364	941	3943	1206	4851	730
	I (Profil 13)	Fs	(N)	7061	2640	4851	5983	5245	4312	mind. 360	4045	12502	3343	22,45	7,62	14,84	IV	12,98	3878	1427	3943	1206	4851	730
	1,2 (Profil 12)	Fs	(N)	7061	2600	4831	5982	5229	4291	mind. 460	4630	15664	3382	20,06	6,16	13,90	II	-2,05	4360	945	3915	1234	4831	750
	1,2 (Profil 12)	Fs	(N)	7061	2600	4831	5982	5229	4291	mind. 460	4630	15664	3382	20,06	6,16	13,90	IV	12,37	3873	1432	3915	1234	4831	750
Chokopani Glacier	rezent	Fk	WNW	7061	3800	5431	6201	5868	5001		1757	3054	2401	34,34	21,46	12,88	II	-2,57	5062		4834		5431	
	V (Profil 17)	Fk	WNW	7061	2800	4931	6101	5486	4451		2319	4328	3301	35,44	20,87	14,57	II	-1,71	4507	555	4143	691	4931	500
Chiman Glacier	II (Profil 18)	Fk	W	5800	2720	4260	5104	4650	3912		1589	3327	2384	36,88	19,71	17,16	II	-0,37	3921	1142	3685	1149	4260	1171
Nilgiri-W-Glacier	0 (Profil 16)	Fk	WNW	7061	2520	4791	5936	5107	4228		2856	11982	3416	30,88	8,11	22,77	II	2,52	4142	921	3814	1021	4791	640
	0 (Profil 16)	Fk	WNW	7061	2520	4791	5936	5107	4228		2856	11982	3416	30,88	8,11	22,77	IV	18,12	3609	1453	3814	1021	4791	640
Tukuche-N-Glacier	rezent		NE	6920	4800	5860			5860													5860		
Yamkim-Peak-N-Glacier	rezent		NE	5882	5600	5741			5741														5741	
Thapa-Glacier	rezent		S	6012	5600	5806			5806														5806	

Anhang 2 (Teil 2): Detailangaben zu den Schneegrenzberechnungen der Methoden Kuhle (1986b), Höfer (1879) und Louis (1954/55)
Appendage 2 (part 2): ELA calculations after the methods of Kuhle (1986b), Höfer (1879) und Louis (1954/55)

Tal/Gletscher	Stadium	Glet- scher- Typ	Expo- sition	höchster Gipfel	Gletscher- ende	Basis- wert	mittlere Gipfelhöhe (Kuhle)	mittlere Kamm- umrahmung (Höfer)	SGm	Gletscher- mächtigkeit	Länge Nährgebiet	Länge Zehrgebiet	Gesamt- vertikale Gletscher	Nähr- gebiets- Winkel	Zehr- gebiets- Winkel	Winkel- diffe- renz	Glet- scher- Gruppe	FSD	Kuhle SG- Depres- sion	Höfer SG- Depres- sion	Louis SG- Depres- sion
		gla- cier type	expo- sition	highest peak	glacier terminus		mean peak height (Kuhle)	mean ridge height (Höfer)		glacier body height	length accumu- lation area	length ablation area	glacier vertical extent	accum.- area angle	ablati-on area angel	angle differ- rence	glacier group		ELA de- pression Kuhle	ELA de- pression Höfer	ELA de- pression Louis [m NN]
				[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m]	[m]	[m]	[m]	[°]	[°]				[m NN]	[m]	[m NN]
Thapa-Glacier	1,2 (Profil 19)	Fk	N-E-S	6920	2580	4750	5891	5443	4236		3529	8434	3311	25,13	11,11	14,03	II	-1,98	4301	1501	4750
	1,2 (Profil 19)	Fm	N-E-S	6920	2580	4750	5891		4236	mind. 600	4781	7182	3311	19,10	12,98	6,12	II	-6,06	4436	1366	4750
Nilgiri-S-Glacier	rezent	Fm	SE	7061	4480	5771	6699	6439	5590		2262	2758	2219	26,13	21,91	4,21	I	-4,94	5699	5460	5771
Khansar-Khan-W- Glacier	rezent	Fk	W	8091	4050	6071	7211	6881	5631		2322	5037	3161	34,24	17,42	16,82	III	4,78	5479	5466	6071
Miristi-Glacier	0 (Profile 20, 25, 26)	Fs	SSW	8091	1160	4626	6994	6123	4077		6192	35243	5834	25,22	4,73	20,49	II	1,35	3998	1591	4626
	0 (Profile 20, 25, 26)	Fs	SSW	8091	1160	4626	6994		4077	mind. 680	11106	30329	5834	14,72	5,49	9,22	II	-4,46	4337	1252	4626
Dhaulagiri-E-Glacier	rezent	Fm	SE	7920	3720	5820	6870	6462	5295		3110	3545	3150	26,86	23,95	2,90	II	-7,72	5538	5091	5820
	1 (Profil 24)	Fs	E-W	7920	1200	4560	6467	5729	3834		6073	29946	5267	23,44	5,03	18,42	II	0,28	3819	1719	4560
	2 (Profil 21)	Fs	E-W	7920	1750	4835	6558	5798	4154		5059	20472	4808	25,42	6,70	18,72	II	0,44	4133	1405	4835
	I (Profil 23)	Fk	E-W	7920	1870	4895	6578	5817	4224		4715	18525	4708	26,53	7,24	19,29	II	0,73	4190	1349	4895
	II (Profil 22)	Fk	E-W	7920	2400	5160	6667	5888	4533,5		4195	12112	4267	26,96	9,99	16,97	II	-0,47	4553	985	5160

Appendage 3: ELA calculations after the method of Jocabson (1990)

Tal / Gletscher	Stadium	Gletscher-Typ	Exposition	höchster Gipfel	Gletscherende	Basiswert	Kammhöhe (Jacobsen)	SGm	Gletscher-mächtigkeit	Länge Nährgebiet	Länge Zehrgebiet	Gesamt-vertikale Gletscher	Nähr-gebiets-Winkel	Zehr-gebiets-Winkel	Winkel-differenz	Gletscher-Gruppe	FSD	Jacobsen SG	Jacobsen Depression	SG-Depression
valley / glacier	stadium	glacier type	ex-position	highest peak	glacier terminus		mean ridge height (Jacobsen)		glacier body height	length accum.-lation area	length ablation area	vertical extent	glacier accum.-area angle	abl.-on area angel	angle difference	glacier group		ELA Jacob-sen	ELA depression Jacobsen	
				[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m]	[m]	[m]	[m]	[°]	[°]				[m NN]	[m]	
left tributary of Thoron Khola	rezent	FI	NW	6300	5320	5810	6055	5688		357	528	735	45,83	34,84	10,99	IV	10,48	5610		
	III (Profil 1)	Fm	NW	6300	3935	5118	5709	4822	mind. 150	2864	2123	1774	17,21	22,67	-5,47	II	-12,04	5035		575
Yakwakan-S-Glacier	rezent	Fm	S	6482	6160	6321	6402	6281		235	176	242	27,20	34,45	-7,26	IV	-1,37	6284		
eastern Khatunkan-N-Glacier	rezent	Fk	N	6144	5400	5772	5958	5679		347	680	558	38,80	22,31	16,49	I	6,01	5645		
central Khatunkan-N-Glacier	rezent	Fm	N	6320	5240	5780	6050	5645		814	710	810	26,45	29,70	-3,25	I	-11,59	5739		
western Khatunkan-N-Glacier	rezent	Fk	N	6484	5560	6022	6253	5907		446	750	693	37,84	24,80	13,05	IV	11,82	5825		
Thoron Glacier	V (jünger als Profil 3)	Fm	N-W-S	6484	4200	5342	5913	5057	ca. 80	2808	2307	1713	16,96	20,37	-3,41	II	-10,97	5244		474
	IV (Profil 3)	Fm	N-W-S	6484	3800	5142	5813	4807	ca 120	3477	3081	2013	16,14	18,09	-1,95	II	-10,22	5012		707
	I (Profil 9)	Fm	N-W-S	6484	3245	4865	5674	4460	mind. 350	4795	5777	2429	14,21	11,87	2,34	II	-8,01	4654		1065
	I (Profil 9)	Fm	N-W-S	6484	3245	4865	5674	4460	mind. 350	4795	5777	2429	14,21	11,87	2,34	IV		4341		1351
Madek Dumda Glacier	IV (Profil 4)	Fk	NW	5240	4330	4785	5013	4671	ca. 40	512	757	683	33,68	24,27	9,42	II	-4,36	4701		
	III (Profil 5)	Fk	NW	5240	4080	4660	4950	4515	ca. 60	837	1189	870	27,46	20,10	7,37	II	-5,42	4562		
	II (Profil 6, 7)	Fm	NW	5240	3700	4470	4855	4278	ca. 100	1522	1658	1155	20,78	19,20	1,57	II	-8,40	4375		
	0	Fm	NW	5240	3505	4373	4806	4156	ca. 150	2054	2294	1301	17,58	15,83	1,74	IV	4,48	4097		
Dhanladada Glacier	0 (Profil 8)	Fm	N	4080	3850	3965	4023	3936	ca. 20	306	379	173	15,74	12,82	2,92	I	-6,09	3947		
Nilgiri-NW-Glacier	rezent	Fk	N	7061	4100	5581	6321	5210		1215	1815	2221	42,42	31,46	10,97	II	-3,56	5289		
Nilgiri-N-Glacier	rezent	Lk	N	6698	3960	5329	6014	4987		950	2593	2054	47,22	21,60	25,62	II	4,00	4905		
Nilgiri-NE-Glacier	rezent	FI	N	6200	5400	5800	6000	5700		253	307	600	49,86	44,34	5,52	IV	6,93	5658		
Thini Glacier	III (Profil 14)	Fk	N	7061	3000	5031	6046	4523	ca. 100	2284	6380	3046	33,69	13,43	20,27	II	1,24	4485		804
	II (Profil 15)	Fk	(N)	7061	2800	4931	5996	4398	ca. 200	2883	7541	3196	29,00	11,96	17,03	II	-0,43	4412		878
	I (Profil 13)	Fs	(N)	7061	2640	4851	5956	4298	mind. 360	4096	12430	3316	22,04	7,60	14,44	II	-1,77	4357		933
	I (Profil 13)	Fs	(N)	7061	2640	4851	5956	4298	mind. 360	4096	12430	3316	22,04	7,60	14,44	IV	12,72	3876		1413
	1,2 (Profil 12)	Fs	(N)	7061	2600	4831	5946	4273	mind. 460	4698	15467	3346	19,60	6,17	13,43	II	-2,29	4350		940
	1,2 (Profil 12)	Fs	(N)	7061	2600	4831	5946	4273	mind. 460	4698	15467	3346	19,60	6,17	13,43	IV	12,06	3869		1420
Chokopani Glacier	rezent	Fk	WNW	7061	3800	5431	6246	5023		1853	3070	2446	33,42	21,72	11,70	II	-3,18	5101		
	V (Profil 17)	Fk	WNW	7061	2800	4931	5996	4398		2252	4111	3196	35,36	21,24	14,12	II	-1,94	4460		641
Chiman Glacier	II (Profil 18)	Fk	W	5800	2720	4260	5030	3875		1547	3286	2310	36,75	19,37	17,38	II	-0,25	3881		1220
Nilgiri-W-Glacier	0 (Profil 16)	Fk	WNW	7061	2520	4791	5926	4223		2856	11966	3406	30,81	8,10	22,71	II	2,49	4138		963
	0 (Profil 16)	Fk	WNW	7061	2520	4791	5926	4223		2856	11966	3406	30,81	8,10	22,71	IV	18,09	3607		1494
Tukuche-N-Glacier	rezent		NE	6920	4800	5860														
Yamkim-Peak-N-Glacier	rezent		NE	5882	5600	5741														
Thapa-Glacier	rezent		S	6012	5600	5806														
Thapa-Glacier	1,2 (Profil 19)	Fk	N-E-S	6920	2580	4750	5835	4208		3509	8340	3255	24,88	11,04	13,84	II	-2,08	4275		1527
	1,2 (Profil 19)	Fm	N-E-S	6920	2580	4750	5835	4208	mind. 600	4791	7117	3255	18,76	12,88	5,88	II	-6,18	4409		1394
Nilgiri-S-Glacier	rezent	Fm	SE	7061	4480	5771	6416	5448		2142	2533	1936	24,32	20,91	3,40	I	-5,66	5557		
Khansar-Khan-W-Glacier	rezent	Fk	W	8091	4050	6071	7081	5565		2311	4932	3031	33,25	17,08	16,17	III	4,35	5434		
Miristi-Glacier	0 (Profile 20, 25, 26)	Fs	SSW	8091	1160	4626	6358	3759		7680	32920	5198	18,70	4,51	14,18	II	-1,90	3858		1637
	0 (Profile 20, 25, 26)	Fs	SSW	8091	1160	4626	6358	3759	mind. 680	13010	27590	5198	11,30	5,38	5,92	II	-6,17	4080		1416
Dhaulagiri-E-Glacier	rezent	Fm	SE	7920	3720	5820	6870	5295		3110	3545	3150	26,86	23,95	2,90	II	-7,72	5538		
	1 (Profil 24)	Fs	E-W	7920	1200	4560	6240	3720		6148	29700	5040	22,29	4,85	17,44	II	-0,22	3731		1807
	2 (Profil 21)	Fs	E-W	7920	1750	4835	6378	4064		5361	20047	4628	23,34	6,58	16,76	II	-0,57	4090		1448
	I (Profil 23)	Fk	E-W	7920	1870	4895	6408	4139		5059	18056	4538	24,15	7,16	16,99	II	-0,45	4159		1379
	II (Profil 22)	Fk	E-W	7920	2400	5160	6540	4470		4253	11946	4140	25,95	9,83	16,12	II	-0,90	4507		1031

Anhang 4: Detailangaben zu den Schneegrenzberechnungen der Methode Kuhle-Variante-2

Appendage 4: ELA calculations after the method Kuhle-Variante-2

Tal / Gletscher	Stadium	Glet- scher- Typ	Expo- sition	höchster Gipfel	Gletscher- ende	Basis- wert	mittlere Kammumrahmung (Kuhle-Variante-2)	SGm	Gletscher- mächtigkeit	Länge Nährgebiet	Länge Zehrgebiet	Gesamt- vertikale Gletscher	Nähr- gebiets- Winkel	Zehr- gebiets- Winkel	Winkel- diffe- renz	Glet- scher- Gruppe	FSD	Kuhle- Variante-2 SG	Kuhle-Variante-2 SG-Depression
valley / glacier	stadium	gla- cier type	expo- sition	highest peak	glacier terminus		mean ridge height (Kuhle-Variante-2)		glacier body height	length accumu- lation area	length ablation area	glacier vertical extent	accum.- area angle	ablation area angel	angle differ- ence	glacier group		ELA Kuhle- Variante-2	ELA depression Kuhle-Variante-2
				[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m NN]	[m]	[m]	[m]	[m]	[°]	[°]				[m NN]	[m]
left tributary of Thoron Khola	rezent	FI	NW	6300	5320	5810	6032	5676		358	516	712	44,84	34,60	10,24	IV	9,99	5605	
Yakwakan-S-Glacier	III (Profil 1)	Fm	NW	6300	3935	5118	5702	4819	mind. 150	2860	2118	1767	17,17	22,64	-5,48	II	-12,04	5031	574
	rezent	Fm	S	6482	6160	6321	6432	6296		240	208	272	29,54	33,18	-3,64	IV	0,98	6293	
eastern Khatunkan-N-Glacier	rezent	Fk	N	6144	5400	5772	5993	5697		371	698	593	38,63	23,02	15,62	I	5,23	5665	
central Khatunkan-N-Glacier	rezent	Fm	N	6320	5240	5780	6076	5658		823	721	836	26,93	30,10	-3,18	I	-11,53	5754	
western Khatunkan-N-Glacier	rezent	Fk	N	6484	5560	6022	6272	5916		469	760	712	37,20	25,10	12,10	IV	11,20	5836	
Thoron Glacier	V (jünger als Profil 3)	Fm	N-W-S	6484	4200	5342	5901	5051	ca. 80	2831	2271	1701	16,72	20,53	-3,81	II	-11,18	5241	469
	IV (Profil 3)	Fm	N-W-S	6484	3800	5142	5787	4794	ca. 120	3464	3048	1987	16,00	18,05	-2,05	II	-10,27	4998	712
	I (Profil 9)	Fm	N-W-S	6484	3245	4865	5688	4467	mind. 350	4792	5799	2443	14,30	11,89	2,41	II	-7,98	4661	1081
	I (Profil 9)	Fm	N-W-S	6484	3245	4865	5688	4467	mind. 350	4792	5799	2443	14,30	11,89	2,41	IV	4,91	4347	1363
	IV (Profil 4)	Fk	NW	5240	4330	4785	5000	4665	ca. 40	517	742	670	32,94	24,30	8,64	II	-4,76	4697	
	III (Profil 5)	Fk	NW	5240	4080	4660	4912	4496	ca. 60	838	1128	832	26,40	20,24	6,16	II	-6,04	4546	
	II (Profil 6, 7)	Fm	NW	5240	3700	4470	4830	4265	ca. 100	1534	1618	1130	20,22	19,25	0,97	II	-8,72	4363	
Dhanladada Glacier	0	Fm	NW	5240	3505	4373	4747	4126	ca. 150	2031	2227	1242	17,00	15,58	1,42	IV	4,27	4073	
	0 (Profil 8)	Fm	N	4080	3850	3965	4021	3936	ca. 20	302	379	171	15,81	12,71	3,09	I	-5,93	3946	
Nilgiri-NW-Glacier	rezent	Fk	N	7061	4100	5581	6417	5259		1225	1860	2317	43,40	31,92	11,49	II	-3,29	5335	
Nilgiri-N-Glacier	rezent	Lk	N	6698	3960	5329	6209	5085		976	2698	2249	49,04	22,63	26,42		4,41	4985	
Nilgiri-NE-Glacier	rezent	FI	N	6200	5400	5800	5964	5682		237	291	564	49,96	44,10	5,86	IV	7,15	5642	
Thini Glacier	III (Profil 14)	Fk	N	7061	3000	5031	6097	4549	ca. 100	2241	6455	3097	34,64	13,49	21,15	II	1,69	4496	839
	II (Profil 15)	Fk	(N)	7061	2800	4931	5915	4358	ca. 200	2913	7446	3115	28,13	11,81	16,32	II	-0,80	4382	952
Chokopani Glacier	I (Profil 13)	Fs	(N)	7061	2640	4851	5581	4111	mind. 360	4566	11590	2941	17,85	7,23	10,62	II	-3,74	4220	1114
	I (Profil 13)	Fs	(N)	7061	2640	4851	5581	4111	mind. 360	4566	11590	2941	17,85	7,23	10,62	IV	10,241	3809	1526
	1,2 (Profil 12)	Fs	(N)	7061	2600	4831	5563	4082	mind. 460	5094	14683	2963	16,22	5,76	10,45	II	-3,83	4195	1140
	1,2 (Profil 12)	Fs	(N)	7061	2600	4831	5563	4082	mind. 460	5094	14683	2963	16,22	5,76	10,45	IV	10,133	3781	1554
	rezent	Fk	WNW	7061	3800	5431	6238	5019		1832	3067	2438	33,64	21,68	11,96	II	-3,05	5093	
	V (Profil 17)	Fk	WNW	7061	2800	4931	5960	4380		2265	4010	3160	34,90	21,51	13,39	II	-2,31	4453	640
	II (Profil 18)	Fk	W	5800	2720	4260	4910	3815		1442	3229	2190	37,21	18,73	18,48	II	0,31	3808	1285
Nilgiri-W-Glacier	0 (Profil 16)	Fk	WNW	7061	2520	4791	5687	4104		2382	12218	3167	33,62	7,38	26,23	II	4,31	3967	1126
	0 (Profil 16)	Fk	WNW	7061	2520	4791	5687	4104		2382	12218	3167	33,62	7,38	26,23	IV	20,375	3458	1635
Tukuche-N-Glacier	rezent		NE	6920	4800	5860		5860											
Yamkim-Peak-N-Glacier	rezent		NE	5882	5600	5741		5741											
Thapa-Glacier	rezent		S	6012	5600	5806		5806											
Thapa-Glacier	1,2 (Profil 19)	Fk	N-E-S	6920	2580	4750	5648	4114		3458	8221	3068	23,92	10,57	13,35	II	-2,33	4186	1617
	1,2 (Profil 19)	Fm	N-E-S	6920	2580	4750	5648	4114	mind. 600	4898	6781	3068	17,39	12,75	4,64	II	-6,82	4323	1479
Nilgiri-S-Glacier	rezent	Fm	SE	7061	4480	5771	6538	5509		2195	2638	2058	25,12	21,31	3,81	I	-5,30	5618	
Khansar-Khan-W-Glacier	rezent	Fk	W	8091	4050	6071	7019	5535		2304	4894	2969	32,79	16,87	15,92	III	4,17	5411	
Miristi-Glacier	0 (Profile 20, 25, 26)	Fs	SSW	8091	1160	4626	6575	3868		7386	33538	5415	20,13	4,62	15,52	II	-1,22	3933	1581
	0 (Profile 20, 25, 26)	Fs	SSW	8091	1160	4626	6575	3868	mind. 680	12647	28277	5415	12,08	5,47	6,61	II	-5,81	4182	1332
Dhaulagiri-E-Glacier	rezent	Fm	SE	7920	3720	5820	6627	5174		3080	3371	2907	25,26	23,32	1,94	II	-8,22	5412	
	1 (Profil 24)	Fs	E-W	7920	1200	4560	5994	3597		6092	29466	4794	21,48	4,65	16,83	II	-0,54	3623	1790
	2 (Profil 21)	Fs	E-W	7920	1750	4835	6080	3915		5573	19573	4330	21,23	6,31	14,92	II	-1,52	3981	1431
	I (Profil 23)	Fk	E-W	7920	1870	4895	6117	3994		5429	17456	4247	21,36	6,94	14,43	II	-1,78	4069	1343
	II (Profil 22)	Fk	E-W	7920	2400	5160	6284	4342		4267	11738	3884	24,47	9,39	15,08	II	-1,44	4398	1014

Anhang 5 (Teil 1): Ergebnisse der auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes

Appandage 5 (1): *Results of the soil weathering indices based on element depletion*

	Horizont / <i>horizon</i>	Reiche (1943) & Vogel (1979)	Kronberg & Nesbitt (1981)		Birkeland (1999)	Feng (1997)	Vogt (1927)	abgeleitet aus Sturchio (1986)	Birkeland (1999)	Feng (1997)	Nesbitt & Young (1982)	Nesbitt & Young (1982)	Harnois (1988)	Markewich et al. (1989)
		MWPI	Term 1	Term 2	KNCM/ AFT	Feng	V	V _i	KNCM/ A	A/CNK	CIA silikatisches Ca <i>silicatic</i> Ca	CIA Gesamt-Ca <i>total</i> Ca	CIW	FA/S
Profil 1	Ah	6,49	0,31	0,89	0,47	2,38	3,10	0,39	0,62	2,23	70,92	69,01	81,71	0,16
<i>profile 1</i>	Bv	5,92	0,30	0,90	0,48	2,09	3,17	0,41	0,64	2,30	70,83	69,73	84,24	0,14
	Cv	5,90	0,33	0,91	0,53	1,80	3,84	0,49	0,67	2,01	67,27	66,75	85,41	0,12
Profil 2	Ah-Bv	43,18	0,86	0,93	4,65	1,78	0,20	2,61	6,45	0,16	67,41	14,11	14,59	0,18
<i>profile 2</i>	Cv	61,72	0,93	0,95	9,87	1,49	0,09	5,39	13,74	0,08	66,26	7,02	7,14	0,18
Profil 3	Ah	7,81	0,32	0,88	0,49	2,48	2,58	0,39	0,66	2,08	69,78	67,57	78,07	0,19
<i>profile 3</i>	Ah-Bv	7,74	0,31	0,87	0,46	2,68	2,81	0,36	0,62	2,21	71,32	68,84	79,31	0,21
	II Bv-Cv	6,53	0,20	0,81	0,29	3,70	4,84	0,24	0,38	3,96	81,22	79,82	89,85	0,31
Profil 4	Ah	6,48	0,30	0,88	0,44	2,48	3,21	0,37	0,59	2,36	72,37	70,28	82,52	0,17
<i>profile 4</i>	Bv-Cv	5,97	0,26	0,88	0,40	2,48	3,75	0,34	0,53	2,83	74,88	73,92	87,46	0,17
	Cv	7,00	0,26	0,86	0,42	2,32	3,93	0,36	0,54	2,79	74,25	73,64	88,75	0,20
Profil 5	Ah	6,81	0,30	0,88	0,45	2,48	3,23	0,37	0,59	2,37	72,18	70,36	82,95	0,18
<i>profile 5</i>	Bv 1	6,53	0,26	0,88	0,42	2,44	3,49	0,35	0,55	2,82	74,96	73,84	87,17	0,19
	Bv 2	6,53	0,26	0,88	0,42	2,44	3,49	0,35	0,55	2,82	74,96	73,84	87,17	0,19
	Cv	7,35	0,24	0,85	0,39	2,48	3,78	0,33	0,51	3,13	76,36	75,76	88,79	0,24
Profil 6	Ah	6,88	0,29	0,88	0,44	2,37	3,25	0,38	0,58	2,49	72,31	71,33	83,92	0,19
<i>profile 6</i>	Bv	6,61	0,27	0,87	0,42	2,42	3,47	0,36	0,55	2,67	73,51	72,73	85,54	0,19
	Cv	6,66	0,27	0,87	0,43	2,38	3,43	0,36	0,56	2,66	73,53	72,67	85,38	0,19
Profil 7	Ah	5,83	0,30	0,90	0,45	2,30	3,24	0,39	0,61	2,36	71,16	70,26	83,71	0,15
<i>profile 7</i>	Bv	5,99	0,30	0,90	0,45	2,29	3,50	0,39	0,60	2,38	71,18	70,45	85,25	0,15
	Cv	7,29	0,36	0,90	0,57	2,19	2,41	0,45	0,76	1,80	67,63	64,31	76,11	0,15
Profil 8	Ah	7,10	0,28	0,87	0,43	2,81	3,06	0,34	0,56	2,52	73,65	71,59	82,02	0,20
<i>profile 8</i>	Bv	6,09	0,24	0,86	0,36	3,16	3,70	0,29	0,47	3,14	76,58	75,86	85,98	0,20
	II Ah-Cv	6,45	0,19	0,81	0,28	4,25	4,51	0,22	0,37	4,16	82,56	80,62	89,07	0,31
Profil 9	Ah	9,34	0,38	0,88	0,62	2,38	1,99	0,46	0,81	1,64	69,92	62,08	71,14	0,19
<i>profile 9</i>	Bv	7,55	0,33	0,88	0,51	2,47	2,51	0,40	0,68	2,03	69,88	67,00	77,37	0,18
	II Cv	8,45	0,30	0,85	0,46	2,51	3,44	0,38	0,59	2,34	70,68	70,02	83,45	0,24

Anhang 5 (Teil 2): Ergebnisse der auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes

Appandage 5 (2): *Results of the soil weathering indices based on element depletion*

	Horizont / <i>horizon</i>	Reiche (1943) & Vogel (1979)	Kronberg & Nesbitt (1981)		Birkeland (1999)	Feng (1997)	Vogt (1927)	abgeleitet aus Sturchio (1986)	Birkeland (1999)	Feng (1997)	Nesbitt & Young (1982)	Nesbitt & Young (1982)	Harnois (1988)	Markewich et al. (1989)
		MWPI	Term 1	Term 2	KNCM/ AFT	Feng	V	V _i	KNCM/ A	A/CNK	CIA silikatisches Ca <i>silicatic Ca</i>	CIA Gesamt-Ca <i>total Ca</i>	CIW	FA/S
Profil 10	Ah	33,73	0,79	0,91	3,00	1,59	0,30	1,74	4,23	0,27	67,28	21,04	21,99	0,19
<i>profile 10</i>	Bv-Cv	33,46	0,79	0,92	3,05	1,71	0,30	1,76	4,25	0,26	67,41	20,67	21,67	0,18
	Cv	33,84	0,80	0,92	3,09	1,80	0,29	1,77	4,35	0,25	67,49	20,11	21,03	0,18
Profil 11	Ah	17,27	0,48	0,83	0,84	3,69	1,21	0,51	1,07	1,08	81,15	52,03	55,83	0,31
<i>profile 11</i>	Cv	13,86	0,44	0,85	0,74	3,14	1,45	0,48	0,95	1,28	78,64	56,14	61,46	0,26
Profil 12	Bv	18,98	0,65	0,90	1,56	2,09	0,70	0,97	2,06	0,55	68,14	35,37	38,99	0,17
<i>profile 12</i>	IIBvCv	58,23	0,91	0,94	7,89	1,53	0,13	4,31	10,06	0,10	68,17	9,39	9,65	0,20
Profil 13	Ah	28,21	0,76	0,92	2,74	1,64	0,37	1,61	3,62	0,31	65,65	23,50	25,00	0,16
<i>profile 13</i>	Bv	31,70	0,78	0,91	2,94	1,74	0,34	1,70	3,91	0,28	66,95	21,95	23,18	0,18
	BvCv	33,16	0,78	0,91	2,98	1,78	0,33	1,71	3,97	0,28	68,31	21,70	22,80	0,19
Profil 14	Ah	54,54	0,90	0,94	7,93	0,95	0,13	4,39	10,22	0,11	61,24	9,60	9,91	0,17
<i>profile 14</i>	Cv	55,97	0,91	0,95	8,37	0,94	0,13	4,61	10,81	0,10	61,60	9,09	9,39	0,17
Profil 15	Ah	40,39	0,86	0,94	4,93	1,30	0,20	2,78	6,57	0,17	64,10	14,23	14,81	0,15
<i>profile 15</i>	Cv	49,27	0,88	0,93	6,03	1,17	0,17	3,34	7,89	0,14	65,05	12,13	12,57	0,18
Profil 16	Ah	19,69	0,68	0,92	1,95	1,44	0,63	1,21	2,49	0,48	66,99	32,42	36,52	0,14
<i>profile 16</i>	II Bv	43,60	0,86	0,93	4,77	1,55	0,22	2,67	6,43	0,17	65,32	14,21	14,89	0,18
	II Bv-Cv	47,59	0,88	0,94	5,72	1,43	0,18	3,17	7,79	0,14	64,17	12,00	12,49	0,18
Profil 17	Ah	57,82	0,93	0,95	9,77	1,14	0,10	5,29	13,11	0,08	67,00	7,46	7,64	0,15
<i>profile 17</i>	Cv	52,96	0,91	0,95	8,51	1,18	0,12	4,63	11,27	0,09	70,48	8,62	8,88	0,14
Profil 18	Ah	24,31	0,79	0,94	2,99	1,70	0,33	1,76	4,03	0,27	64,43	21,28	22,49	0,11
<i>profile 18</i>	Bv	22,45	0,72	0,92	2,15	1,88	0,51	1,29	2,83	0,39	67,73	28,17	30,66	0,15
	Cv-Bv	36,56	0,84	0,93	4,16	1,62	0,24	2,35	5,56	0,19	67,72	16,25	16,97	0,15
Profil 19	Ah	24,21	0,73	0,92	2,28	1,81	0,45	1,36	3,06	0,36	67,71	26,71	28,78	0,15
<i>profile 19</i>	Bv	20,41	0,67	0,91	1,75	2,00	0,61	1,08	2,34	0,48	69,16	32,51	35,60	0,16
	Bv-Cv	23,82	0,74	0,92	2,28	2,05	0,44	1,35	3,08	0,35	68,88	26,16	28,00	0,15

Anhang 5 (Teil 3): Ergebnisse der auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes

Appandage 5 (3): *Results of the soil weathering indices based on element depletion*

	Horizont / <i>horizon</i>	Reiche (1943) & Vogel (1979)	Kronberg & Nesbitt (1981)		Birkeland (1999)	Feng (1997)	Vogt (1927)	abgeleitet aus Sturchio (1986)	Birkeland (1999)	Feng (1997)	Nesbitt & Young (1982)	Nesbitt & Young (1982)	Harnois (1988)	Markewich et al. (1989)
		MWPI	Term 1	Term 2	KNCM/ AFT	Feng	V	V _i	KNCM/ A	A/CNK	CIA silikatisches Ca <i>silicatic Ca</i>	CIA Gesamt-Ca <i>total Ca</i>	CIW	FA/S
Profil 20	Ah	6,91	0,34	0,90	0,56	1,90	2,94	0,47	0,72	1,96	67,24	66,26	81,64	0,14
<i>profile 20</i>	Bv1	6,11	0,33	0,91	0,54	1,95	3,26	0,46	0,68	2,05	68,09	67,26	83,12	0,13
	Bv2	6,09	0,32	0,90	0,50	2,00	4,09	0,45	0,63	2,16	68,78	68,38	86,66	0,14
Profil 21	Ah	7,85	0,39	0,90	0,66	1,75	2,51	0,56	0,81	1,53	61,86	60,55	73,86	0,14
<i>profile 21</i>	Bv	7,44	0,40	0,90	0,65	1,62	3,12	0,60	0,77	1,52	61,31	60,39	75,91	0,14
	II Bv	5,60	0,29	0,90	0,44	2,25	5,69	0,40	0,56	2,41	71,01	70,65	91,61	0,15
Profil 22	Ah	8,71	0,44	0,91	0,78	1,63	1,95	0,64	0,96	1,27	57,83	56,04	67,15	0,13
<i>profile 22</i>	Bv	8,27	0,43	0,91	0,75	1,55	2,25	0,64	0,90	1,34	58,42	57,24	69,91	0,13
	Cv	8,16	0,45	0,91	0,83	1,39	2,24	0,73	0,95	1,20	55,63	54,55	67,28	0,12
Profil 23	Ah	13,54	0,47	0,88	0,95	1,60	1,19	0,67	1,24	1,14	63,47	53,19	60,05	0,18
<i>profile 23</i>	Cv	17,22	0,57	0,90	1,38	1,35	0,82	0,92	1,77	0,75	59,60	42,84	47,91	0,17
Profil 24	Ah	10,12	0,39	0,90	0,84	1,30	1,73	0,63	1,09	1,57	65,93	61,16	76,27	0,15
<i>profile 24</i>	Bv	10,41	0,37	0,90	0,86	1,20	1,96	0,66	1,11	1,69	65,41	62,85	83,85	0,15
Profil 25	Ah	7,73	0,36	0,90	0,67	1,59	2,20	0,55	0,84	1,81	65,08	64,37	77,74	0,13
<i>profile 25</i>	Bv1	7,97	0,36	0,90	0,68	1,55	2,24	0,56	0,86	1,80	64,79	64,27	78,56	0,14
	Bv2	9,06	0,37	0,90	0,75	1,44	1,90	0,60	0,95	1,70	63,36	62,91	76,08	0,14
Profil 26	Ah	7,87	0,26	0,89	0,58	1,73	2,43	0,44	0,73	2,78	75,48	73,58	88,37	0,16
<i>profile 26</i>	Bv1	7,80	0,25	0,88	0,56	1,76	2,60	0,42	0,70	2,98	76,73	74,87	90,38	0,17
	Bv2	8,11	0,24	0,87	0,56	1,76	2,71	0,42	0,69	3,10	76,46	75,59	91,89	0,18

Anhang 5 (Teil 4): Ergebnisse der auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes

Appandage 5 (4): *Results of the soil weathering indices based on element depletion*

	Horizont / horizon	Birkeland (1999)	Gallet et al. (1998)	Gallet et al. (1998)	Smykatz- Kloss (2003)	Smykatz- Kloss (2003)	Smykatz- Kloss (2003)	Smykatz- Kloss (2003)	Feng (1997)	Jenny (1931)	Ca/Mg (Ahmad)	Retal- lack (2001)	Ruxton (1968)	Ortiz et al. (2002)	Vogel (1975)	Retallack (2001)
		S/AFT	Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	K ₂ O/ Al ₂ O ₃	Na ₂ O/ Ti ₂ O ₂	K ₂ O/ Ti ₂ O ₂	MgO/ Al ₂ O ₃	MgO/ TiO ₂	Fe ₂ O ₃ / MgO	K ₂ O/ Na ₂ O	CaO/ MgO	Fe ₂ O ₃ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	Zr/P ₂ O ₅ * 10	Ba/Sr
Profil 1	Ah	5,78	0,12	0,23	1,49	2,84	0,17	2,17	2,37	1,91	0,62	0,25	7,69	30,56	2,17	3,60
profile 1	Bv	6,71	0,13	0,25	1,53	2,81	0,21	2,35	4,64	1,84	0,26	0,24	8,94	36,53	4,96	3,78
	Cv	7,48	0,14	0,33	1,32	3,00	0,17	1,60	6,34	2,27	0,15	0,17	9,56	56,33	14,39	4,74
Profil 2	Ah-Bv	5,17	0,12	0,23	1,51	2,85	0,36	4,42	0,05	1,88	15,77	0,31	7,18	23,51	2,41	0,51
profile 2	Cv	5,18	0,13	0,24	1,60	2,93	0,49	5,90	0,02	1,83	26,19	0,31	7,21	23,40	2,85	0,29
Profil 3	Ah	4,88	0,12	0,20	1,55	2,64	0,18	2,44	1,65	1,70	0,89	0,27	6,56	24,28	1,61	2,53
profile 3	Ah-Bv	4,50	0,11	0,19	1,50	2,70	0,16	2,31	1,80	1,80	0,94	0,28	6,07	21,80	1,25	2,53
	II Bv-Cv	3,13	0,07	0,14	1,20	2,38	0,12	2,08	6,06	1,98	0,35	0,26	4,11	16,04	1,04	2,34
Profil 4	Ah	5,42	0,12	0,21	1,54	2,73	0,17	2,14	2,77	1,77	0,56	0,26	7,23	28,17	2,05	2,90
profile 4	Bv-Cv	5,41	0,11	0,21	1,33	2,62	0,18	2,24	6,55	1,96	0,20	0,24	7,14	29,80	4,71	3,96
	Cv	4,66	0,11	0,23	1,54	3,37	0,19	2,71	10,30	2,19	0,12	0,22	6,01	27,18	4,95	4,83
Profil 5	Ah	5,15	0,11	0,22	1,45	2,91	0,17	2,30	2,60	2,00	0,57	0,25	6,85	26,95	1,99	2,97
profile 5	Bv 1	5,05	0,10	0,21	1,42	2,94	0,20	2,82	5,32	2,06	0,24	0,25	6,67	26,75	3,18	3,01
	Bv 2	5,05	0,10	0,21	1,42	2,94	0,20	2,82	5,32	2,06	0,24	0,25	6,67	26,75	3,18	3,01
	Cv	4,00	0,11	0,19	1,78	3,08	0,19	3,01	16,79	1,73	0,07	0,23	5,19	22,09	3,80	2,87
Profil 6	Ah	5,07	0,13	0,21	1,75	2,91	0,18	2,49	3,67	1,66	0,36	0,24	6,65	27,94	3,72	2,71
profile 6	Bv	5,05	0,12	0,21	1,73	2,93	0,18	2,55	4,95	1,70	0,27	0,24	6,59	27,94	4,48	2,77
	Cv	5,02	0,13	0,20	2,01	3,14	0,18	2,77	5,96	1,56	0,22	0,24	6,55	27,30	3,47	2,63
Profil 7	Ah	6,37	0,12	0,23	1,34	2,45	0,18	1,97	3,58	1,83	0,38	0,25	8,56	34,30	6,67	3,20
profile 7	Bv	6,18	0,11	0,25	1,25	2,84	0,18	2,11	3,76	2,27	0,35	0,24	8,21	33,88	6,48	4,17
	Cv	6,32	0,12	0,24	1,35	2,73	0,20	2,28	1,21	2,03	0,97	0,24	8,37	35,37	7,13	3,33
Profil 8	Ah	4,70	0,09	0,18	1,30	2,57	0,17	2,40	1,82	1,97	0,78	0,24	6,13	25,99	2,41	2,70
profile 8	Bv	4,64	0,08	0,16	1,14	2,24	0,15	2,15	2,63	1,97	0,56	0,22	5,98	27,07	4,36	2,51
	II Ah-Cv	3,12	0,05	0,12	0,83	2,08	0,13	2,22	3,23	2,52	0,61	0,24	4,06	16,56	1,86	2,69
Profil 9	Ah	5,03	0,11	0,21	1,56	2,85	0,20	2,79	0,84	1,82	1,46	0,25	6,63	27,03	3,95	2,44
profile 9	Bv	5,34	0,12	0,20	1,57	2,73	0,19	2,53	1,40	1,73	0,95	0,25	7,06	28,43	4,70	2,52
	II Cv	4,02	0,09	0,23	1,46	3,64	0,16	2,52	2,04	2,49	0,67	0,22	5,14	23,86	4,06	3,58

Anhang 5 (Teil 5): Ergebnisse der auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes

Appandage 5 (5): *Results of the soil weathering indices based on element depletion*

	Horizont / horizon	Birkeland (1999)	Gallet et al. (1998)	Gallet et al. (1998)	Smykatz- Kloss (2003)	Smykatz- Kloss (2003)	Smykatz- Kloss (2003)	Smykatz- Kloss (2003)	Feng (1997)	Jenny (1931)	Ca/Mg (Ahmad)	Retal- lack (2001)	Ruxton (1968)	Ortiz et al. (2002)	Vogel (1975)	Retallack (2001)
		S/AFT	Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	K ₂ O/ Al ₂ O ₃	Na ₂ O/ Ti ₂ O ₂	K ₂ O/ Ti ₂ O ₂	MgO/ Al ₂ O ₃	MgO/ TiO ₂	Fe ₂ O ₃ / MgO	K ₂ O/ Na ₂ O	CaO/ MgO	Fe ₂ O ₃ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	Zr/P ₂ O ₅ * 10	Ba/Sr
Profil 10	Ah	4,96	0,14	0,21	1,57	2,32	0,48	5,37	0,09	1,48	7,13	0,32	6,99	21,81	2,59	0,30
profile 10	Bv-Cv	5,13	0,13	0,22	1,61	2,79	0,41	5,08	0,09	1,73	8,52	0,31	7,13	22,94	3,51	0,40
	Cv	5,10	0,13	0,22	1,64	2,67	0,38	4,71	0,09	1,63	9,48	0,33	7,19	21,93	2,87	0,52
Profil 11	Ah	3,05	0,05	0,13	0,93	2,39	0,14	2,63	0,29	2,57	5,16	0,22	3,88	17,91	1,32	1,57
profile 11	Cv	3,67	0,06	0,15	0,97	2,54	0,17	2,82	0,39	2,62	3,32	0,22	4,70	21,40	1,94	1,76
Profil 12	Bv	5,71	0,10	0,26	1,45	3,74	0,23	3,26	0,17	2,57	6,37	0,25	7,53	30,24	6,47	2,36
profile 12	IIBvCv	4,71	0,09	0,28	1,40	4,38	0,41	6,29	0,02	3,13	22,70	0,21	6,00	28,70	1,87	0,50
Profil 13	Ah	6,02	0,13	0,26	1,89	3,62	0,36	5,15	0,09	1,91	7,88	0,25	7,95	31,64	2,31	0,86
profile 13	Bv	5,38	0,13	0,24	1,82	3,51	0,35	5,07	0,08	1,92	9,12	0,26	7,15	27,34	2,55	0,77
	BvCv	5,05	0,12	0,22	1,79	3,31	0,36	5,41	0,08	1,85	8,98	0,27	6,74	25,19	2,51	0,55
Profil 14	Ah	5,66	0,15	0,33	2,22	4,83	0,80	11,76	0,02	2,18	11,13	0,22	7,30	33,04	2,08	0,38
profile 14	Cv	5,64	0,14	0,34	2,12	5,16	0,82	12,37	0,02	2,43	11,60	0,23	7,28	32,28	2,36	0,38
Profil 15	Ah	6,33	0,14	0,28	1,93	3,76	0,54	7,35	0,05	1,95	10,37	0,26	8,44	32,58	2,26	0,50
profile 15	Cv	5,26	0,13	0,29	1,93	4,43	0,64	9,93	0,04	2,30	10,60	0,24	6,88	28,35	2,33	0,41
Profil 16	Ah	7,02	0,07	0,35	1,13	5,32	0,41	6,27	0,13	4,72	4,08	0,21	8,96	42,54	1,42	1,90
profile 16	II Bv	5,22	0,11	0,32	1,70	5,19	0,40	6,41	0,05	3,05	14,16	0,29	7,03	24,58	1,66	0,48
	II Bv-Cv	5,35	0,11	0,33	1,84	5,28	0,46	7,32	0,04	2,87	15,11	0,30	7,28	24,34	1,83	0,40
Profil 17	Ah	6,18	0,08	0,32	1,29	4,99	0,70	10,82	0,02	3,87	17,03	0,28	8,29	29,94	1,66	0,35
profile 17	Cv	6,61	0,04	0,33	0,66	5,06	0,68	10,35	0,03	7,68	15,05	0,26	8,75	33,83	2,31	0,40
Profil 18	Ah	8,38	0,15	0,25	1,79	3,02	0,33	3,96	0,08	1,69	9,93	0,26	11,28	42,93	5,14	0,87
profile 18	Bv	6,47	0,09	0,29	1,33	4,05	0,28	3,91	0,11	3,06	7,81	0,25	8,52	34,61	5,12	1,91
	Cv-Bv	6,26	0,11	0,26	1,46	3,51	0,41	5,50	0,06	2,40	11,75	0,26	8,38	31,75	4,47	0,74
Profil 19	Ah	6,19	0,10	0,27	1,28	3,32	0,32	3,90	0,11	2,60	7,50	0,26	8,32	31,76	3,62	1,25
profile 19	Bv	5,90	0,09	0,27	1,15	3,42	0,26	3,39	0,15	2,98	6,51	0,26	7,86	30,72	3,77	1,85
	Bv-Cv	6,36	0,10	0,25	1,23	3,07	0,26	3,18	0,11	2,50	9,48	0,27	8,59	31,94	5,71	1,53

Anhang 5 (Teil 6): Ergebnisse der auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes

Appandage 5 (6): *Results of the soil weathering indices based on element depletion*

	Horizont / horizon	Birkeland (1999)	Gallet et al. (1998)	Gallet et al. (1998)	Smykatz- Kloss (2003)	Smykatz- Kloss (2003)	Smykatz- Kloss (2003)	Smykatz- Kloss (2003)	Feng (1997)	Jenny (1931)	Ca/Mg (Ahmad)	Retal- lack (2001)	Ruxton (1968)	Ortiz et al. (2002)	Vogel (1975)	Retallack (2001)
		S/AFT	Na ₂ O/ Al ₂ O ₃	K ₂ O/ Al ₂ O ₃	Na ₂ O/ Ti ₂ O ₂	K ₂ O/ Ti ₂ O ₂	MgO/ Al ₂ O ₃	MgO/ TiO ₂	Fe ₂ O ₃ / MgO	K ₂ O/ Na ₂ O	CaO/ MgO	Fe ₂ O ₃ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	Zr/P ₂ O ₅ * 10	Ba/Sr
Profil 20	Ah	6,64	0,14	0,28	2,47	5,01	0,21	3,73	2,61	2,03	0,40	0,22	8,48	38,44	1,80	3,68
profile 20	Bv1	7,27	0,14	0,28	2,31	4,73	0,19	3,19	3,20	2,05	0,34	0,21	9,21	44,66	2,59	3,73
	Bv2	6,83	0,12	0,31	2,08	5,47	0,17	2,95	5,20	2,63	0,22	0,19	8,51	44,96	5,00	5,68
Profil 21	Ah	6,78	0,20	0,30	3,99	5,82	0,16	3,19	1,23	1,46	0,92	0,18	8,38	45,69	1,42	2,98
profile 21	Bv	7,14	0,24	0,34	6,16	8,56	0,11	2,81	1,86	1,39	0,66	0,14	8,40	61,43	1,43	4,21
	II Bv	6,41	0,07	0,32	1,19	5,37	0,14	2,34	10,64	4,53	0,14	0,21	8,17	38,25	6,48	9,11
Profil 22	Ah	7,20	0,24	0,30	4,64	5,73	0,18	3,40	0,73	1,23	1,43	0,18	8,88	48,70	1,10	2,41
profile 22	Bv	7,37	0,26	0,32	6,10	7,36	0,16	3,63	0,94	1,21	1,08	0,16	8,85	55,89	1,23	2,59
	Cv	8,40	0,33	0,35	11,59	12,36	0,11	4,06	0,68	1,07	1,41	0,11	9,55	87,44	0,71	2,50
Profil 23	Ah	5,15	0,18	0,21	2,71	3,23	0,36	5,38	0,47	1,19	1,35	0,23	6,67	29,04	0,90	1,10
profile 23	Cv	5,67	0,22	0,25	3,49	4,00	0,43	7,04	0,26	1,15	2,01	0,22	7,28	32,70	1,50	0,95
Profil 24	Ah	6,49	0,13	0,32	2,22	5,32	0,45	7,44	1,34	2,40	0,39	0,24	8,42	35,76	0,40	10,22
profile 24	Bv	6,47	0,09	0,40	1,52	6,81	0,52	8,90	2,21	4,48	0,20	0,23	8,33	36,33	0,78	20,25
Profil 25	Ah	7,04	0,19	0,27	2,87	4,04	0,29	4,39	2,02	1,41	0,33	0,19	8,88	45,52	4,34	2,62
profile 25	Bv1	6,89	0,18	0,28	2,76	4,24	0,30	4,49	2,19	1,54	0,30	0,19	8,69	44,58	5,94	2,64
	Bv2	6,58	0,20	0,28	3,02	4,24	0,36	5,48	1,66	1,40	0,33	0,20	8,29	42,38	5,50	2,46
Profil 26	Ah	5,87	0,08	0,23	1,33	3,77	0,37	6,20	3,81	2,84	0,14	0,20	7,38	37,53	0,99	6,21
profile 26	Bv1	5,67	0,07	0,23	1,28	4,01	0,37	6,42	5,91	3,14	0,09	0,20	7,11	36,17	1,03	7,34
	Bv2	5,35	0,07	0,23	1,26	4,40	0,37	6,88	8,96	3,48	0,06	0,19	6,63	35,56	2,03	7,92

Anhang 5 (Teil 7): Ergebnisse der auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes

Appandage 5 (7): *Results of the soil weathering indices based on element depletion*

	Horizont / horizon	Zhisheng et al. (2001)	Araki & Kyuma (1986)	Parker (1970)	Reiche (1943)			Chesworth (1973)			Nesbitt et al. (1996)			Nesbitt et al. (1996)			Chesworth (1973)	
		Rb/Sr	Factor 1	WI(P)	CMKN-AF-S			CM-KN-SAF			A-CN-K			A-CN-K (Gesamt-Ca) CN-K (total Ca)			NK-SAF	
					CMKN	AF	S	CM	KN	SAF	A	CN	K	A	CN	K	NK	SAF
Profil 1	Ah	1,58	-1,21	37,83	6,41	22,01	71,58	1,99	4,41	93,59	70,92	13,11	15,97	69,01	15,45	15,54	3,83	81,20
profile 1	Bv	1,83	-1,72	39,17	5,95	19,56	74,49	1,57	4,38	94,05	70,83	11,67	17,50	69,73	13,05	17,23	4,06	87,12
	Cv	2,20	-2,15	46,47	6,42	17,16	76,41	1,14	5,29	93,58	67,27	10,72	22,01	66,75	11,41	21,84	5,03	89,03
Profil 2	Ah-Bv	0,36	-1,78	85,47	38,58	15,90	45,52	35,43	3,14	61,42	67,41	16,78	15,81	14,11	82,58	3,31	2,28	44,53
profile 2	Cv	0,19	-2,15	110,36	56,93	11,14	31,93	54,64	2,30	43,07	66,26	17,61	16,14	7,02	91,27	1,71	1,59	29,81
Profil 3	Ah	1,14	-0,76	37,57	7,32	24,94	67,74	2,85	4,47	92,68	69,78	16,33	13,88	67,57	18,98	13,44	3,62	75,11
profile 3	Ah-Bv	1,15	-0,75	38,18	7,25	26,58	66,17	2,77	4,48	92,75	71,32	15,01	13,67	68,84	17,96	13,20	3,70	76,67
	II Bv-Cv	0,77	-0,41	36,91	5,99	34,44	59,57	1,76	4,23	94,01	81,22	7,42	11,36	79,82	9,02	11,16	3,77	83,80
Profil 4	Ah	1,48	-0,93	37,12	6,34	23,18	70,47	1,92	4,42	93,66	72,37	12,35	15,28	70,28	14,89	14,84	3,77	79,87
profile 4	Bv-Cv	1,90	-1,30	38,31	5,89	23,18	70,93	1,53	4,36	94,11	74,88	9,44	15,68	73,92	10,60	15,48	3,98	85,98
	Cv	2,25	-1,10	46,92	6,92	25,65	67,44	1,63	5,29	93,08	74,25	8,60	17,16	73,64	9,34	17,02	4,94	86,96
Profil 5	Ah	1,52	-0,86	37,98	6,64	24,03	69,34	2,09	4,55	93,36	72,18	12,25	15,57	70,36	14,46	15,18	3,84	78,77
profile 5	Bv 1	1,58	-1,08	39,24	6,28	24,49	69,23	1,84	4,44	93,72	74,96	9,53	15,51	73,84	10,87	15,28	4,01	84,61
	Bv 2	1,58	-1,08	39,24	6,28	24,49	69,23	1,84	4,44	93,72	74,96	9,53	15,51	73,84	10,87	15,28	4,01	84,61
	Cv	1,45	-0,94	46,30	6,94	28,77	64,29	1,74	5,20	93,06	76,36	8,85	14,79	75,76	9,56	14,68	4,82	86,27
Profil 6	Ah	1,41	-1,06	41,56	6,67	24,22	69,11	1,89	4,79	93,33	72,31	12,49	15,20	71,33	13,67	15,00	4,26	83,05
profile 6	Bv	1,39	-1,15	41,94	6,43	24,39	69,18	1,73	4,70	93,57	73,51	11,35	15,14	72,73	12,29	14,98	4,33	86,16
	Cv	1,38	-1,26	43,31	6,47	24,57	68,96	1,67	4,80	93,53	73,53	11,41	15,06	72,67	12,45	14,88	4,49	87,48
Profil 7	Ah	1,61	-1,68	37,14	5,83	20,35	73,82	1,63	4,20	94,17	71,16	12,57	16,27	70,26	13,68	16,07	3,82	85,60
profile 7	Bv	1,98	-1,59	39,91	6,07	20,84	73,09	1,63	4,44	93,93	71,18	11,28	17,54	70,45	12,19	17,36	4,14	87,65
	Cv	1,54	-1,68	41,77	7,10	20,20	72,70	2,75	4,35	92,90	67,63	16,08	16,30	64,31	20,19	15,50	4,04	86,38
Profil 8	Ah	1,32	-0,71	35,93	6,66	25,67	67,67	2,56	4,10	93,34	73,65	13,26	13,09	71,59	15,69	12,72	3,48	79,17
profile 8	Bv	1,26	-0,77	33,56	5,74	26,05	68,22	2,04	3,70	94,26	76,58	11,54	11,88	75,86	12,37	11,77	3,31	84,29
	II Ah-Cv	1,20	-0,64	31,13	5,71	34,57	59,72	2,28	3,43	94,29	82,56	7,73	9,72	80,62	9,89	9,49	2,99	82,26
Profil 9	Ah	1,17	-1,17	43,62	8,61	23,90	67,48	4,16	4,45	91,39	69,92	15,74	14,34	62,08	25,18	12,73	3,92	80,44
profile 9	Bv	1,24	-1,13	40,26	7,13	23,25	69,62	2,86	4,27	92,87	69,88	16,14	13,98	67,00	19,60	13,40	3,85	83,77
	II Cv	1,79	-0,91	51,27	8,19	28,11	63,70	2,55	5,64	91,81	70,68	13,07	16,25	70,02	13,89	16,10	5,21	84,75

Anhang 5 (Teil 8): Ergebnisse der auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes

Appandage 5 (8): *Results of the soil weathering indices based on element depletion*

	Horizont / horizon	Zhisheng et al. (2001)	Araki & Kyuma (1986)	Parker (1970)	Reiche (1943)			Chesworth (1973)			Nesbitt et al. (1996)			Nesbitt et al. (1996)			Chesworth (1973)	
		Rb/Sr	Factor 1	WI(P)	CMKN-AF-S			CM-KN-SAF			A-CN-K			A-CN-K (Gesamt-Ca) CN-K (total Ca)			NK-SAF	
					CMKN	AF	S	CM	KN	SAF	A	CN	K	A	CN	K	NK	SAF
Profil 10	Ah	0,17	-1,72	77,00	29,38	18,87	51,75	25,91	3,47	70,62	67,28	18,81	13,91	21,04	74,62	4,35	2,76	56,22
profile 10	Bv-Cv	0,21	-1,69	77,33	29,35	18,46	52,18	25,80	3,55	70,65	67,41	17,48	15,11	20,67	74,70	4,63	2,83	56,32
	Cv	0,27	-1,70	77,76	29,67	18,52	51,82	26,23	3,43	70,33	67,49	17,90	14,61	20,11	75,54	4,35	2,75	56,33
Profil 11	Ah	0,68	-0,61	48,56	14,50	31,57	53,93	10,93	3,57	85,50	81,15	8,26	10,59	52,03	41,17	6,79	2,94	70,39
profile 11	Cv	0,80	-0,79	45,87	11,95	28,77	59,28	8,14	3,81	88,05	78,64	9,24	12,11	56,14	35,21	8,65	3,24	74,86
Profil 12	Bv	1,21	-1,52	58,72	17,08	19,78	63,14	12,74	4,34	82,92	68,14	13,94	17,91	35,37	55,33	9,30	3,63	69,34
profile 12	IIBvCv	0,27	-1,75	105,21	53,42	12,71	33,87	50,38	3,05	46,58	68,17	12,42	19,41	9,39	87,94	2,67	2,07	31,63
Profil 13	Ah	0,45	-1,92	68,81	25,10	17,17	57,74	21,18	3,91	74,90	65,65	17,55	16,80	23,50	70,48	6,02	3,05	58,38
profile 13	Bv	0,42	-1,71	76,01	28,04	18,03	53,93	24,20	3,84	71,96	66,95	16,85	16,20	21,95	72,74	5,31	3,06	57,38
	BvCv	0,31	-1,68	77,65	29,16	18,65	52,19	25,49	3,67	70,84	68,31	16,48	15,21	21,70	73,47	4,83	2,93	56,60
Profil 14	Ah	0,20	-2,22	106,06	49,92	11,94	38,14	46,40	3,52	50,08	61,24	18,55	20,20	9,60	87,24	3,17	2,50	35,58
profile 14	Cv	0,20	-2,26	109,71	51,36	11,66	36,98	47,89	3,46	48,64	61,60	17,32	21,08	9,09	87,79	3,11	2,49	34,99
Profil 15	Ah	0,26	-2,33	82,19	36,35	14,03	49,63	32,94	3,41	63,65	64,10	18,16	17,73	14,23	81,84	3,94	2,46	45,92
profile 15	Cv	0,21	-2,02	99,21	44,48	14,10	41,42	40,99	3,49	55,52	65,05	16,27	18,68	12,13	84,39	3,48	2,56	40,75
Profil 16	Ah	0,98	-2,00	59,64	17,91	16,52	65,57	13,38	4,53	82,09	66,99	9,82	23,19	32,42	56,36	11,22	3,68	66,73
profile 16	II Bv	0,30	-1,79	94,60	39,18	15,75	45,07	35,26	3,92	60,82	65,32	13,72	20,96	14,21	81,23	4,56	2,99	46,42
	II Bv-Cv	0,25	-1,91	101,65	43,00	14,54	42,46	39,30	3,70	57,00	64,17	14,72	21,11	12,00	84,05	3,95	2,84	43,76
Profil 17	Ah	0,17	-2,49	105,03	53,37	10,58	36,05	50,77	2,59	46,63	67,00	11,24	21,76	7,46	90,12	2,42	1,79	32,21
profile 17	Cv	0,18	-2,59	102,08	48,67	10,99	40,34	46,06	2,61	51,33	70,48	6,10	23,42	8,62	88,51	2,87	1,90	37,41
Profil 18	Ah	0,42	-2,78	60,08	21,96	13,67	64,37	18,82	3,14	78,04	64,43	19,27	16,30	21,28	73,33	5,38	2,50	62,07
profile 18	Bv	0,93	-1,67	63,10	20,24	17,25	62,51	16,21	4,03	79,76	67,73	12,77	19,50	28,17	63,72	8,11	3,33	65,97
	Cv-Bv	0,35	-2,03	80,32	32,79	14,95	52,26	29,55	3,24	67,21	67,72	14,67	17,61	16,25	79,52	4,23	2,51	52,09
Profil 19	Ah	0,63	-1,86	63,62	21,62	17,51	60,86	17,75	3,88	78,38	67,71	14,04	18,25	26,71	66,09	7,20	3,12	63,10
profile 19	Bv	0,96	-1,43	59,26	18,29	18,97	62,74	14,22	4,07	81,71	69,16	12,39	18,45	32,51	58,81	8,67	3,37	67,59
	Bv-Cv	0,81	-1,61	62,78	21,31	17,25	61,44	17,75	3,56	78,69	68,88	13,82	17,30	26,16	67,27	6,57	2,93	64,81

Anhang 5 (Teil 9): Ergebnisse der auf Basis der Elementverlagerung erstellten Verwitterungsindizes

Appandage 5 (9): *Results of the soil weathering indices based on element depletion*

	Horizont / horizon	Zhisheng et al. (2001)	Araki & Kyuma (1986)	Parker (1970)	Reiche (1943)			Chesworth (1973)			Nesbitt et al. (1996)			Nesbitt et al. (1996)			Chesworth (1973)	
		Rb/Sr	Factor 1	WI(P)	CMKN-AF-S			CM-KN-SAF			A-CN-K			A-CN-K (Gesamt-Ca) CN-K (total Ca)			NK-SAF	
					CMKN	AF	S	CM	KN	SAF	A	CN	K	A	CN	K	NK	SAF
Profil 20	Ah	2,40	-1,66	43,43	7,01	19,72	73,27	1,91	5,10	92,99	67,24	13,63	19,13	66,26	14,90	18,85	4,49	81,86
profile 20	Bv1	2,28	-1,82	41,93	6,35	18,36	75,29	1,54	4,81	93,65	68,09	12,58	19,33	67,26	13,65	19,09	4,40	85,70
	Bv2	3,77	-1,63	46,35	6,55	19,20	74,25	1,27	5,28	93,45	68,78	10,00	21,22	68,38	10,52	21,10	4,99	88,35
Profil 21	Ah	3,02	-1,57	47,95	8,07	19,02	72,92	2,17	5,90	91,93	61,86	19,73	18,41	60,55	21,43	18,02	4,95	77,16
profile 21	Bv	5,29	-1,75	59,87	8,13	18,10	73,78	1,26	6,87	91,87	61,31	17,93	20,76	60,39	19,16	20,45	6,50	86,92
	II Bv	5,92	-1,25	45,30	6,25	20,35	73,40	1,02	5,23	93,75	71,01	5,98	23,01	70,65	6,47	22,89	4,97	89,15
Profil 22	Ah	2,55	-1,87	49,08	8,75	18,00	73,25	2,90	5,85	91,25	57,83	25,11	17,07	56,04	27,42	16,54	4,89	76,24
profile 22	Bv	3,06	-1,94	57,96	8,57	17,65	73,78	2,18	6,39	91,43	58,42	23,09	18,49	57,24	24,64	18,12	6,01	86,00
	Cv	3,94	-2,31	64,11	8,75	15,72	75,53	1,79	6,96	91,25	55,63	25,07	19,31	54,55	26,52	18,93	6,79	89,04
Profil 23	Ah	0,73	-1,49	50,83	11,92	22,63	65,45	6,79	5,13	88,08	63,47	22,89	13,64	53,19	35,38	11,43	4,16	71,46
profile 23	Cv	0,40	-1,77	68,72	15,20	20,29	64,51	9,80	5,40	84,80	59,60	25,68	14,72	42,84	46,58	10,58	5,10	80,05
Profil 24	Ah	2,91	-1,79	51,67	9,40	19,59	71,01	3,95	5,46	90,60	65,93	12,72	21,35	61,16	19,03	19,81	4,88	81,02
profile 24	Bv	5,49	-1,80	58,56	9,85	19,54	70,61	3,78	6,07	90,15	65,41	8,52	26,07	62,85	12,11	25,04	5,70	84,65
Profil 25	Ah	0,88	-1,77	46,94	7,50	18,47	74,03	2,37	5,13	92,50	65,08	17,52	17,40	64,37	18,43	17,20	4,71	84,97
profile 25	Bv1	0,88	-1,73	49,98	7,76	18,74	73,50	2,40	5,36	92,24	64,79	16,88	18,34	64,27	17,54	18,19	5,04	86,72
	Bv2	0,78	-1,71	53,37	8,55	19,29	72,15	3,04	5,52	91,45	63,36	19,21	17,44	62,91	19,78	17,31	5,23	86,69
Profil 26	Ah	3,32	-1,30	40,15	7,14	21,46	71,40	2,89	4,25	92,86	75,48	7,35	17,17	73,58	9,69	16,74	3,83	83,76
profile 26	Bv1	3,75	-1,27	40,61	7,09	22,10	70,81	2,76	4,33	92,91	76,73	5,68	17,59	74,87	7,97	17,16	3,92	84,11
	Bv2	4,05	-1,13	43,97	7,38	23,01	69,61	2,79	4,59	92,62	76,46	5,59	17,95	75,59	6,67	17,74	4,28	86,35

Anhang 6 (Teil 1): Ergebnisse der auf Basis pedogener Oxide und der Bodenfarbe erstellten Verwitterungsindizes

Appendage 6 (part 1): Results for the weathering indices based on the development of pedogene oxides and the soil colour

	Horizont <i>horizon</i>	Alexander (1974)	Arduino et al. (1984)	Arduino et al. (1984)	Arduino et al. (1984)	Zech & Wilke (1977)	Fitze (1980)	Fitze (1980)	Alexander (1985)	Buntley (1965)
		Fe _o /Fe _d	Fe _{d-o} /Fe _t	Fe _o /Fe _t	Fe _{t-d} /Fe _t	Fe _d /Fe _t	Al _d /Al _t	Al _d /Fe _d	Alexander- Farbindex	CDE- Farbindex
Profil 1	Ah	0,45	0,33	0,27	0,40	0,60	0,0465	0,15	5,00	6
<i>profile 1</i>	Bv	0,29	0,36	0,15	0,49	0,51	0,0346	0,13	5,00	12
	Cv	0,16	0,40	0,07	0,52	0,48	0,0172	0,10	4,00	12
Profil 2	Ah-Bv	0,16	0,48	0,09	0,43	0,57	0,0263	0,07	5,63	12
<i>profile 2</i>	Cv	0,16	0,44	0,08	0,47	0,53	0,0150	0,04	3,33	12
Profil 3	Ah	0,42	0,31	0,22	0,47	0,53	0,0386	0,13	11,25	12
<i>profile 3</i>	Ah-Bv	0,37	0,36	0,22	0,42	0,58	0,0489	0,15	7,50	8
	II Bv-Cv	0,27	0,33	0,12	0,55	0,45	0,0250	0,10	3,33	6
Profil 4	Ah	0,48	0,30	0,28	0,42	0,58	0,0528	0,17	11,25	12
<i>profile 4</i>	Bv-Cv	0,28	0,30	0,12	0,58	0,42	0,0380	0,18	5,00	12
	Cv	0,23	0,18	0,05	0,77	0,23	0,0204	0,19	1,88	6
Profil 5	Ah	0,49	0,26	0,25	0,50	0,50	0,0482	0,18	7,50	9
<i>profile 5</i>	Bv 1	0,34	0,29	0,15	0,56	0,44	0,0428	0,19	6,67	12
	Bv 2	0,34	0,29	0,15	0,56	0,44	0,0428	0,19	6,67	12
	Cv	0,29	0,17	0,07	0,76	0,24	0,0280	0,24	2,50	6
Profil 6	Ah	0,31	0,24	0,11	0,65	0,35	0,0244	0,14	5,00	9
<i>profile 6</i>	Bv	0,29	0,24	0,10	0,67	0,33	0,0209	0,13	2,50	6
	Cv	0,25	0,21	0,07	0,72	0,28	0,0160	0,11	1,88	6
Profil 7	Ah	0,23	0,31	0,09	0,60	0,40	0,0253	0,12	3,33	8
<i>profile 7</i>	Bv	0,17	0,36	0,07	0,57	0,43	0,0206	0,10	2,50	8
	Cv	0,18	0,32	0,07	0,61	0,39	0,0200	0,11	2,50	8
Profil 8	Ah	0,14	0,48	0,08	0,44	0,56	0,0291	0,11	7,50	9
<i>profile 8</i>	Bv	0,12	0,50	0,07	0,44	0,56	0,0268	0,10	6,67	12
	II Ah-Cv	0,08	0,52	0,04	0,44	0,56	0,0246	0,09	1,67	4
Profil 9	Ah	0,13	0,42	0,06	0,52	0,48	0,0305	0,13	6,67	12
<i>profile 9</i>	Bv	0,16	0,45	0,09	0,46	0,54	0,0353	0,13	5,00	9
	II Cv	0,13	0,32	0,05	0,63	0,37	0,0257	0,16	1,88	6
Profil 10	Ah	0,07	0,39	0,03	0,58	0,42	0,0162	0,06	1,67	4
<i>profile 10</i>	Bv-Cv	0,05	0,42	0,02	0,56	0,44	0,0169	0,06	2,50	6
	Cv	0,04	0,43	0,02	0,55	0,45	0,0167	0,05	1,88	6
Profil 11	Ah	0,04	0,54	0,02	0,43	0,57	0,0191	0,08	5,00	9
<i>profile 11</i>	Cv	0,04	0,72	0,03	0,25	0,75	0,0251	0,07	1,67	4
Profil 12	Bv	0,10	0,45	0,05	0,50	0,50	0,0306	0,12	5,00	12
<i>profile 12</i>	II Bv-Cv	0,14	0,37	0,06	0,57	0,43	0,0325	0,18	3,00	9
Profil 13	Ah	0,25	0,31	0,10	0,58	0,42	0,0179	0,08	7,50	9
<i>profile 13</i>	Bv	0,15	0,34	0,06	0,60	0,40	0,0219	0,10	2,50	6
	Bv-Cv	0,13	0,27	0,04	0,69	0,31	0,0165	0,10	2,50	8
Profil 14	Ah	0,91	0,03	0,34	0,63	0,37	0,0099	0,06	1,00	4
<i>profile 14</i>	Cv	0,92	0,03	0,33	0,64	0,36	0,0075	0,04	0,83	4
Profil 15	Ah	0,61	0,12	0,19	0,69	0,31	0,0137	0,08	5,00	9
<i>profile 15</i>	Cv	1,04	-0,01	0,34	0,67	0,33	0,0077	0,05	1,25	4
Profil 16	Ah	0,38	0,37	0,23	0,40	0,60	0,0146	0,06	3,33	6
<i>profile 16</i>	II Bv	0,26	0,44	0,16	0,40	0,60	0,0193	0,05	2,50	8
	II Bv-Cv	0,22	0,45	0,13	0,42	0,58	0,0180	0,05	2,50	8

Anhang 6 (Teil 2): Ergebnisse der auf Basis pedogener Oxide und der Bodenfarbe erstellten Verwitterungsindizes

Appendage 6 (part 2): Results for the weathering indices based on the development of pedogene oxides and the soil colour

	Horizont <i>horizon</i>	Alexander (1974)	Arduino et al. (1984)	Arduino et al. (1984)	Arduino et al. (1984)	Zech & Wilke (1977)	Fitze (1980)	Fitze (1980)	Alexander (1985)	Buntley (1965)
		Fe _o /Fe _d	Fe _{d-o} /Fe _t	Fe _o /Fe _t	Fe _{t-d} /Fe _t	Fe _d /Fe _t	Al _d /Al _t	Al _d /Fe _d	Alexander- Farbindex	CDE- Farbindex
Profil 17	Ah	0,25	0,31	0,11	0,58	0,42	0,0148	0,06	3,75	9
<i>profile 17</i>	Cv	0,34	0,31	0,16	0,54	0,46	0,0095	0,04	3,75	12
Profil 18	Ah	0,34	0,26	0,14	0,60	0,40	0,0204	0,09	5,00	9
<i>profile 18</i>	Bv	0,23	0,39	0,11	0,50	0,50	0,0278	0,11	7,50	16
	Cv-Bv	0,26	0,31	0,11	0,58	0,42	0,0251	0,11	6,67	12
Profil 19	Ah	0,27	0,30	0,11	0,58	0,42	0,0171	0,08	2,50	6
<i>profile 19</i>	Bv	0,15	0,39	0,07	0,54	0,46	0,0255	0,11	6,67	12
	Bv-Cv	0,12	0,41	0,06	0,54	0,46	0,0297	0,12	1,88	6
Profil 20	Ah	0,55	0,26	0,31	0,44	0,56	0,0511	0,20	5,00	9
<i>profile 20</i>	Bv1	0,51	0,29	0,30	0,41	0,59	0,0562	0,22	6,67	12
	Bv2	0,26	0,46	0,16	0,39	0,61	0,0410	0,17	7,50	18
Profil 21	Ah	0,53	0,23	0,25	0,52	0,48	0,0369	0,20	5,00	9
<i>profile 21</i>	Bv	0,34	0,27	0,14	0,59	0,41	0,0411	0,36	6,00	18
	II Bv	0,09	0,64	0,06	0,30	0,70	0,0292	0,09	6,00	18
Profil 22	Ah	0,25	0,33	0,11	0,56	0,44	0,0220	0,13	7,50	9
<i>profile 22</i>	Bv	0,53	0,16	0,18	0,67	0,33	0,0211	0,19	5,00	9
	Cv	0,46	0,11	0,09	0,80	0,20	0,0146	0,33	2,50	8
Profil 23	Ah	0,20	0,18	0,04	0,78	0,22	0,0306	0,29	1,25	2
<i>profile 23</i>	Cv	0,22	0,09	0,03	0,89	0,11	0,0070	0,14	2,00	8
Profil 24	Ah	0,49	0,14	0,14	0,72	0,28	0,0270	0,20	7,50	9
<i>profile 24</i>	Bv	0,30	0,17	0,07	0,75	0,25	0,0170	0,14	6,67	12
Profil 25	Ah	0,34	0,20	0,10	0,70	0,30	0,0422	0,35	5,00	12
<i>profile 25</i>	Bv1	0,22	0,21	0,06	0,73	0,27	0,0363	0,33	3,00	12
	Bv2	0,13	0,24	0,04	0,73	0,27	0,0286	0,26	3,75	12
Profil 26	Ah	0,60	0,07	0,11	0,82	0,18	0,0241	0,32	1,67	4
<i>profile 26</i>	Bv1	0,59	0,08	0,11	0,82	0,18	0,0265	0,35	2,50	6
	Bv2	0,43	0,09	0,07	0,84	0,16	0,0210	0,33	2,50	8

Anhang 7 (Teil 1): Ergebnisse der auf Basis der Korngrößenverteilung des Feinbodens erstellten Verwitterungsindizes

Appendage 7 (part 1): Results for the weathering indices based on the grain size distribution within the fine earth

	Horizont <i>horizon</i>	Ahmad et al. (1977)	Evans (1975)	Langley- Turnbaugh & Bockheim (1997)	Levine & Ciolkosz (1983)		Langley- Turnbaugh & Evans (1994)	Harrison et al. (1990)	Harrison et al. (1990)	Markewich et al. (1989)
		(S+U)/T	(fU+mU)/(gU+S)	(fU+mU)/U	fT/T*100	Q ₂	Medianindex	U [g/cm ³ *Tiefe]	U+T [g/cm ³ *Tiefe]	T [g/cm ³ *Tiefe]
Profil 1	Ah	9,76	0,73	0,63	0,81	22,48	0,65	21,30	24,55	3,25
<i>profile 1</i>	Bv	10,71	0,49	0,66	1,74	46,10	0,54	19,19	22,78	3,59
	Cv	23,12	0,18	0,62	1,51	121,81	0,40	5,12	6,03	0,91
Profil 2	Ah-Bv	14,17	0,66	0,66	1,28	28,81	0,61	17,80	19,88	2,08
<i>profile 2</i>	Cv	14,73	0,33	0,69	0,55	108,63	0,42	6,06	7,20	1,14
Profil 3	Ah	7,09	1,06	0,67	1,05	14,27	0,71	18,83	22,29	3,46
<i>profile 3</i>	Ah-Bv	7,26	0,93	0,67	0,87	16,10	0,70	26,31	31,39	5,08
	II Bv-Cv	10,88	1,07	0,83	1,19	15,38	0,70	10,31	11,83	1,52
Profil 4	Ah	6,64	0,90	0,65	1,09	16,10	0,70	17,89	21,56	3,66
<i>profile 4</i>	Bv-Cv	11,18	0,40	0,63	1,16	62,10	0,50	5,04	6,03	0,99
	Cv	19,75	0,27	0,64	0,93	142,83	0,38	7,65	8,81	1,16
Profil 5	Ah	8,44	0,86	0,62	0,93	18,26	0,68	10,63	12,32	1,70
<i>profile 5</i>	Bv 1	10,85	0,54	0,59	0,95	32,59	0,59	11,71	13,53	1,82
	Bv 2	10,85	0,54	0,59	0,95	32,59	0,59	11,71	13,53	1,82
	Cv	19,49	0,23	0,69	0,94	237,57	0,31	6,19	7,36	1,17
Profil 6	Ah	7,98	0,70	0,68	1,17	23,40	0,64	4,27	5,17	0,89
<i>profile 6</i>	Bv	9,53	0,47	0,67	1,33	50,73	0,53	10,80	13,17	2,37
	Cv	16,00	0,22	0,74	1,19	282,44	0,28	4,57	5,75	1,18
Profil 7	Ah	9,66	0,37	0,67	1,52	75,79	0,47	8,08	10,14	2,06
<i>profile 7</i>	Bv	9,92	0,38	0,71	1,21	80,18	0,46	16,35	20,58	4,23
	Cv	10,67	0,35	0,67	1,40	83,25	0,46	2,55	3,17	0,62
Profil 8	Ah	6,30	1,04	0,69	1,14	13,84	0,72	4,78	5,81	1,03
<i>profile 8</i>	Bv	7,72	0,91	0,69	0,92	16,70	0,69	19,60	23,26	3,67
	II Ah-Cv	10,04	0,41	0,79	1,12	136,44	0,39	9,42	11,96	2,54

Anhang 7 (Teil 2): Ergebnisse der auf Basis der Korngrößenverteilung des Feinbodens erstellten Verwitterungsindizes

Appendage 7 (part 2): Results for the weathering indices based on the grain size distribution within the fine earth

	Horizont <i>horizon</i>	Ahmad et al. (1977)	Evans (1975)	Langley- Turnbaugh & Bockheim (1997)	Levine & Ciolkosz (1983)		Langley- Turnbaugh & Evans (1994)	Harrison et al. (1990)	Harrison et al. (1990)	Markewich et al. (1989)
		(S+U)/T	(fU+mU)/(gU+S)	(fU+mU)/U	fT/T*100	Q ₂	Medianindex	U [g/cm ³ *Tiefe]	U+T [g/cm ³ *Tiefe]	T [g/cm ³ *Tiefe]
Profil 9	Ah	11,56	0,57	0,65	0,99	34,77	0,58	3,09	3,56	0,48
<i>profile 9</i>	Bv	11,17	0,68	0,64	0,99	25,80	0,63	22,00	25,11	3,11
	II Cv	27,35	0,26	0,73	0,66	222,03	0,32	4,94	5,58	0,63
Profil 10	Ah	18,27	0,59	0,65	0,81	35,92	0,58	6,49	7,11	0,62
<i>profile 10</i>	Bv-Cv	16,88	0,54	0,62	1,08	38,10	0,57	16,54	18,27	1,73
	Cv	19,50	0,50	0,64	0,82	47,22	0,54	12,90	14,17	1,27
Profil 11	Ah	6,52	0,85	0,77	0,95	16,71	0,69	3,09	3,89	0,80
<i>profile 11</i>	Cv	8,16	0,76	0,76	1,00	20,94	0,66	12,11	14,74	2,62
Profil 12	Bv	10,46	0,59	0,65	1,70	32,46	0,59	21,30	24,89	3,60
<i>profile 12</i>	II Bv-Cv	8,27	0,91	0,76	0,82	17,22	0,69	15,03	17,95	2,91
Profil 13	Ah	8,49	0,48	0,68	1,13	48,96	0,54	8,28	10,34	2,06
<i>profile 13</i>	Bv	10,28	0,51	0,68	1,00	44,53	0,55	13,68	16,34	2,66
	Bv-Cv	16,25	0,40	0,64	0,86	69,90	0,48	15,01	17,10	2,09
Profil 14	Ah	13,29	0,71	0,66	0,88	25,52	0,63	3,24	3,62	0,38
<i>profile 14</i>	Cv	13,32	0,62	0,70	0,94	35,33	0,58	11,12	12,66	1,54
Profil 15	Ah	17,66	0,34	0,63	0,89	81,85	0,46	11,04	12,60	1,55
<i>profile 15</i>	Cv	11,05	0,67	0,76	0,61	32,65	0,59	11,62	13,61	1,99
Profil 16	Ah	14,89	0,52	0,54	1,58	32,70	0,59	15,98	17,68	1,70
<i>profile 16</i>	II Bv	26,46	0,35	0,59	1,24	74,11	0,48	31,85	34,58	2,73
	II Bv-Cv	30,76	0,29	0,57	1,40	91,98	0,44	18,22	19,73	1,51
Profil 17	Ah	36,97	0,19	0,52	0,71	129,26	0,40	7,12	7,75	0,63
<i>profile 17</i>	Cv	90,87	0,11	0,38	1,69	147,14	0,38	5,56	5,80	0,24
Profil 18	Ah	13,89	0,36	0,70	0,65	77,59	0,47	15,73	18,75	3,02
<i>profile 18</i>	Bv	10,27	0,98	0,71	1,10	16,92	0,69	24,91	28,37	3,46
	Cv-Bv	8,16	0,72	0,68	1,32	22,30	0,65	19,91	23,84	3,93

Anhang 7 (Teil 3): Ergebnisse der auf Basis der Korngrößenverteilung des Feinbodens erstellten Verwitterungsindizes

Appendage 7 (part 3): Results for the weathering indices based on the grain size distribution within the fine earth

	Horizont <i>horizon</i>	Ahmad et al. (1977)	Evans (1975)	Langley- Turnbaugh & Bockheim (1997)	Levine & Ciolkosz (1983)		Langley- Turnbaugh & Evans (1994)	Harrison et al. (1990)	Harrison et al. (1990)	Markewich et al. (1989)
		(S+U)/T	(fU+mU)/(gU+S)	(fU+mU)/U	fT/T*100	Q ₂	Medianindex	U [g/cm ³ *Tiefe]	U+T [g/cm ³ *Tiefe]	T [g/cm ³ *Tiefe]
Profil 19	Ah	11,79	0,60	0,69	0,93	35,02	0,58	22,61	26,13	3,52
<i>profile 19</i>	Bv	10,21	1,08	0,72	1,08	15,53	0,70	41,79	47,50	5,71
	Bv-Cv	8,24	1,08	0,71	0,83	14,48	0,71	20,81	24,27	3,46
Profil 20	Ah	13,62	0,50	0,61	0,90	41,42	0,56	3,01	3,42	0,41
<i>profile 20</i>	Bv1	14,12	0,47	0,59	1,21	42,20	0,56	34,24	38,71	4,46
	Bv2	21,63	0,43	0,56	0,89	46,17	0,54	16,07	17,44	1,37
Profil 21	Ah	10,54	0,72	0,64	1,83	23,48	0,64	7,75	8,87	1,13
<i>profile 21</i>	Bv	25,50	0,34	0,53	0,85	63,17	0,50	25,86	27,98	2,11
	II Bv	19,47	0,60	0,55	1,60	28,86	0,61	20,07	21,59	1,51
Profil 22	Ah	13,86	0,56	0,65	0,89	37,89	0,57	6,65	7,52	0,87
<i>profile 22</i>	Bv	22,34	0,27	0,57	1,27	81,54	0,46	25,46	28,46	3,00
	Cv	71,84	0,07	0,50	0,89	136,47	0,39	2,98	3,28	0,30
Profil 23	Ah	18,68	0,40	0,59	0,98	57,84	0,51	12,52	13,89	1,37
<i>profile 23</i>	Cv	119,25	0,09	0,49	0,82	226,68	0,31	3,83	4,01	0,18
Profil 24	Ah	24,46	0,45	0,61	1,20	52,78	0,52	15,33	16,55	1,23
<i>profile 24</i>	Bv	55,00	0,33	0,58	1,82	87,80	0,45	9,26	9,66	0,39
Profil 25	Ah	14,83	0,55	0,59	1,34	33,19	0,59	17,03	18,92	1,89
<i>profile 25</i>	Bv1	19,19	0,43	0,52	1,01	40,34	0,56	14,96	16,30	1,34
	Bv2	21,33	0,42	0,54	1,48	45,54	0,55	14,13	15,34	1,21
Profil 26	Ah	24,15	0,97	0,69	1,07	19,17	0,67	4,12	4,36	0,24
<i>profile 26</i>	Bv1	26,28	0,89	0,68	1,05	21,03	0,66	19,95	21,05	1,10
	Bv2	33,43	0,82	0,65	1,11	23,44	0,64	18,83	19,65	0,81

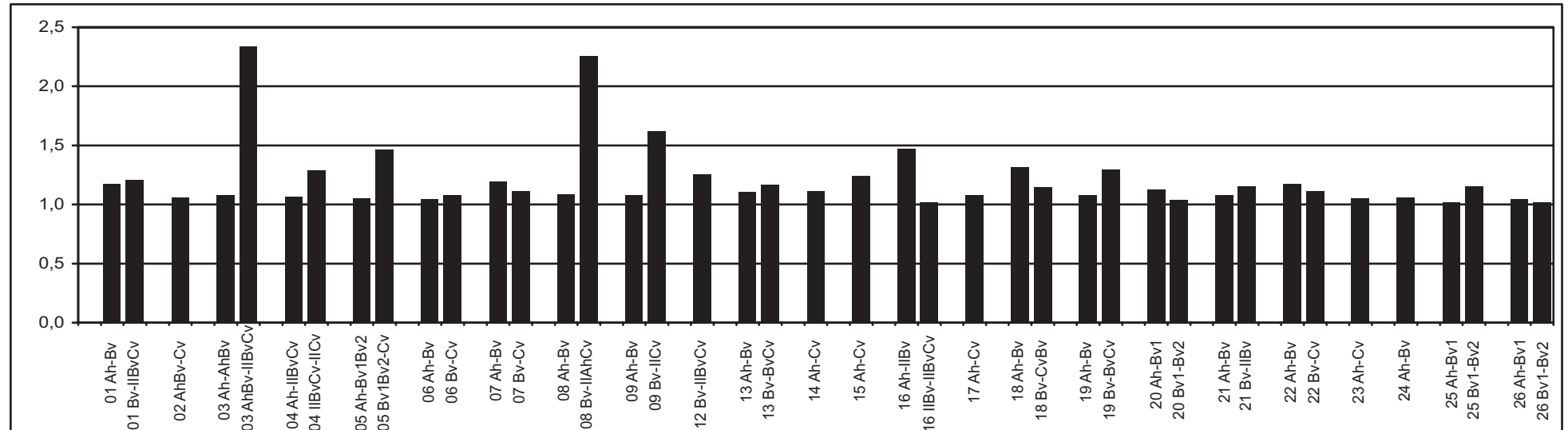
Anhang 8 (Teil 1): Ergebnisse der pedochemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes
Appendage 8 (part 1): Results for the pedochemical and granulometrical homogeneity indices

	Horizont <i>horizon</i>	Alaily (1983)	Evans (1975)	Murad (1978)	Bäumler et al. (1996)	Wilke & Zech (1987)	Langley- Turnbaugh & Evans (1994)
		Ti/Zr	Zr/Sr	Y/Zr*100	(gS+mS)/(fS+gU)	fS/gS	Medianindex
Profil 1	Ah	20,02	5,12	6,98	0,18	18,85	0,65
<i>profile 1</i>	Bv	17,01	7,65	4,75	0,31	7,10	0,54
	Cv	14,12	13,82	4,14	0,68	2,87	0,40
Profil 2	Ah-Bv	17,75	1,41	8,58	0,42	2,05	0,61
<i>profile 2</i>	Cv	16,76	0,80	7,55	1,23	0,80	0,42
Profil 3	Ah	22,29	3,38	8,61	0,07	15,19	0,71
<i>profile 3</i>	Ah-Bv	24,03	3,10	9,65	0,17	5,71	0,70
	II Bv-Cv	56,22	1,01	19,52	1,60	0,35	0,70
Profil 4	Ah	19,60	4,68	7,43	0,05	48,02	0,70
<i>profile 4</i>	Bv-Cv	20,94	6,66	6,81	0,69	1,71	0,50
	Cv	26,92	4,94	8,59	1,48	0,72	0,38
Profil 5	Ah	22,34	4,14	7,86	0,10	9,30	0,68
<i>profile 5</i>	Bv 1	23,54	4,09	8,19	0,30	3,25	0,59
	Bv 2	23,54	4,09	8,19	0,30	3,25	0,59
	Cv	34,41	2,45	11,58	2,24	0,52	0,31
Profil 6	Ah	22,05	4,03	7,57	0,48	2,29	0,64
<i>profile 6</i>	Bv	23,02	3,81	8,25	0,82	1,73	0,53
	Cv	24,83	3,22	9,16	2,80	0,42	0,28
Profil 7	Ah	16,68	8,11	5,85	0,80	1,77	0,47
<i>profile 7</i>	Bv	19,88	7,35	6,89	0,80	3,04	0,46
	Cv	17,87	6,69	6,10	0,85	2,01	0,46
Profil 8	Ah	25,51	3,42	8,53	0,24	3,86	0,72
<i>profile 8</i>	Bv	27,64	3,42	8,99	0,28	4,13	0,69
	II Ah-Cv	62,27	1,55	20,87	2,58	0,41	0,39
Profil 9	Ah	22,74	3,34	9,05	0,50	2,24	0,58
<i>profile 9</i>	Bv	21,09	3,86	8,08	0,24	4,36	0,63
	II Cv	34,12	2,75	13,74	2,17	0,60	0,32
Profil 10	Ah	34,92	0,37	12,15	0,37	3,25	0,58
<i>profile 10</i>	Bv-Cv	27,41	0,52	10,26	0,31	3,68	0,57
	Cv	29,48	0,63	12,35	0,32	3,79	0,54
Profil 11	Ah	55,12	0,92	17,30	1,27	0,75	0,69
<i>profile 11</i>	Cv	41,17	1,36	13,25	0,92	1,48	0,66
Profil 12	Bv	22,71	2,54	10,88	0,36	3,53	0,59
<i>profile 12</i>	IIBvCv	28,43	0,40	12,34	0,93	1,07	0,69
Profil 13	Ah	25,70	0,85	11,30	0,30	9,12	0,54
<i>profile 13</i>	Bv	28,35	0,77	12,02	0,51	3,26	0,55
	BvCv	33,07	0,54	13,43	0,57	3,69	0,48
Profil 14	Ah	28,10	0,29	11,98	0,82	0,69	0,63
<i>profile 14</i>	Cv	31,17	0,23	12,17	1,39	0,50	0,58
Profil 15	Ah	23,58	0,57	9,19	0,64	3,20	0,46
<i>profile 15</i>	Cv	29,21	0,33	13,77	1,27	0,76	0,59
Profil 16	Ah	21,39	1,80	9,33	0,21	4,36	0,59
<i>profile 16</i>	II Bv	31,45	0,34	17,57	0,57	2,15	0,48
	II Bv-Cv	30,93	0,29	17,23	0,73	1,95	0,44
Profil 17	Ah	25,17	0,29	12,17	0,92	1,90	0,40
<i>profile 17</i>	Cv	23,40	0,33	13,63	0,87	2,01	0,38

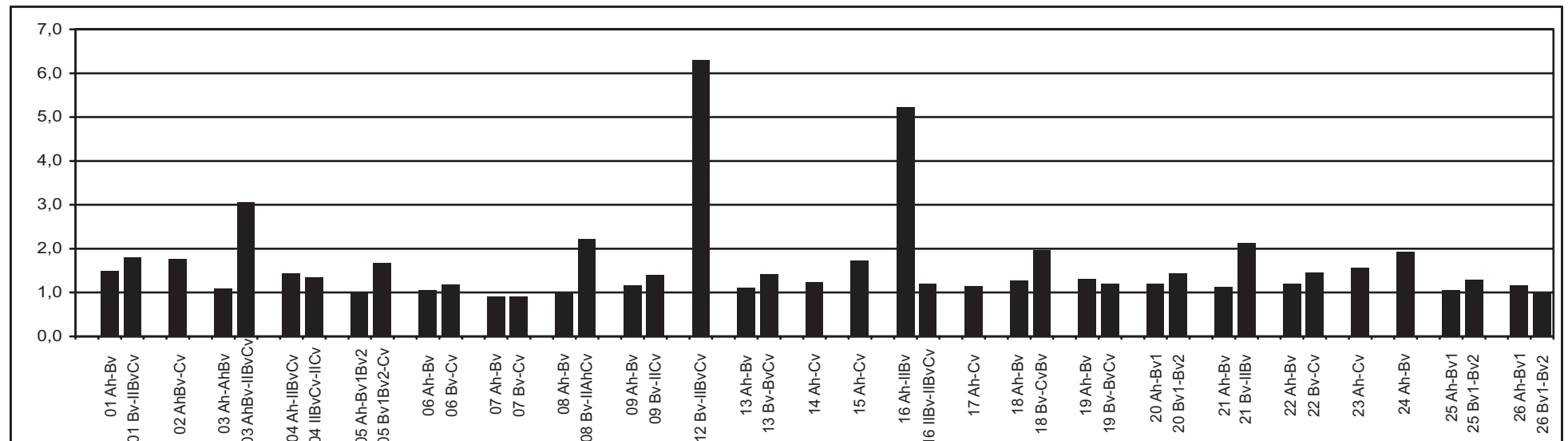
Anhang 8 (Teil 2): Ergebnisse der pedochemischen und granulometrischen Homogenitätsindizes
Appendage 8 (part 2): Results for the pedochemical and granulometrical homogeneity indices

	Horizont <i>horizon</i>	Alaily (1983)	Evans (1975)	Murad (1978)	Bäumler et al. (1996)	Wilke & Zech (1987)	Langley- Turnbaugh & Evans (1994)
		Ti/Zr	Zr/Sr	Y/Zr*100	(gS+mS)/(fS+gU)	fS/gS	Medianindex
Profil 18	Ah	14,75	1,76	7,09	0,21	37,80	0,47
<i>profile 18</i>	Bv	19,36	2,24	9,11	0,15	34,54	0,69
	Cv-Bv	16,88	1,14	7,65	0,23	10,24	0,65
Profil 19	Ah	18,04	1,98	8,42	0,23	18,59	0,58
<i>profile 19</i>	Bv	19,53	2,60	8,72	0,23	7,43	0,70
	Bv-Cv	15,10	3,09	7,62	0,12	13,80	0,71
Profil 20	Ah	30,64	2,67	16,78	0,20	27,37	0,56
<i>profile 20</i>	Bv1	27,17	3,17	11,04	0,16	18,95	0,56
	Bv2	28,28	4,53	12,31	0,20	19,12	0,54
Profil 21	Ah	22,09	3,29	16,37	0,14	41,98	0,64
<i>profile 21</i>	Bv	23,77	3,67	23,45	0,14	114,83	0,50
	II Bv	27,45	7,82	13,32	0,17	5,97	0,61
Profil 22	Ah	18,15	3,10	13,82	0,23	49,95	0,57
<i>profile 22</i>	Bv	21,32	2,59	19,67	0,30	30,43	0,46
	Cv	23,67	1,78	32,48	0,55	19,93	0,39
Profil 23	Ah	35,69	0,72	17,33	0,54	5,06	0,51
<i>profile 23</i>	Cv	37,55	0,47	17,18	1,50	1,84	0,31
Profil 24	Ah	27,43	4,00	12,93	0,57	2,25	0,52
<i>profile 24</i>	Bv	25,90	7,71	13,53	0,89	1,29	0,45
Profil 25	Ah	19,03	2,43	9,40	0,12	16,98	0,59
<i>profile 25</i>	Bv1	19,38	2,31	9,87	0,08	21,15	0,56
	Bv2	22,40	1,79	12,72	0,17	12,59	0,55
Profil 26	Ah	38,07	4,03	14,17	0,24	5,56	0,67
<i>profile 26</i>	Bv1	36,56	4,67	14,86	0,29	2,82	0,66
	Bv2	37,22	4,65	17,34	0,27	3,50	0,64

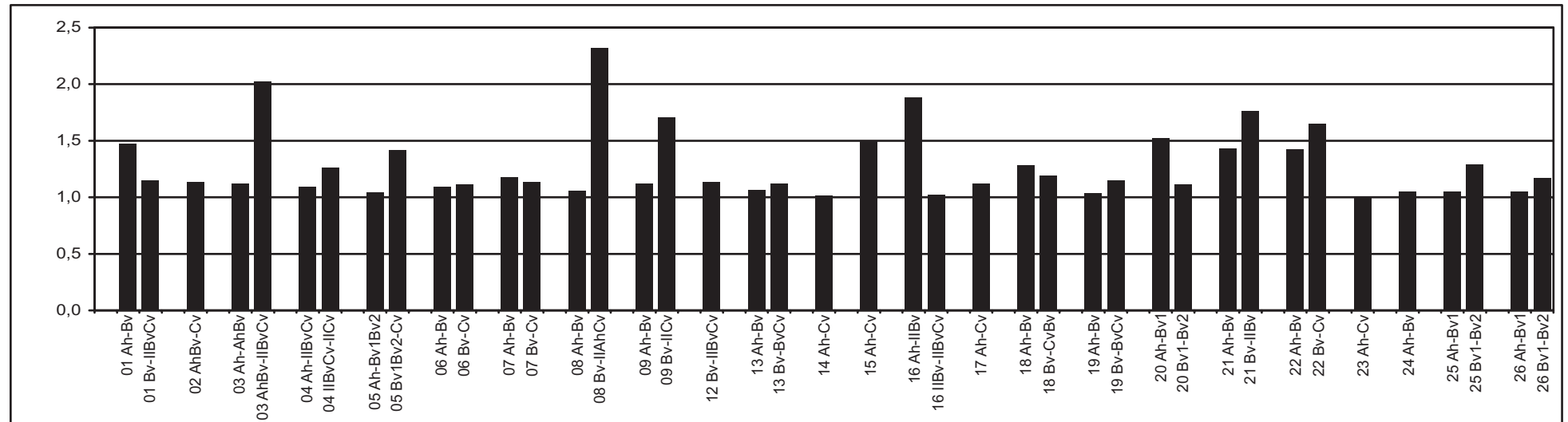
Anhang 9a: Homogenitätsindex Ti/Zr: Quotient aus den Werten benachbarter Bodenhorizonte
 Appendage 9a: homogeneity index Ti/Zr: quotient of the neighbouring soil horizons



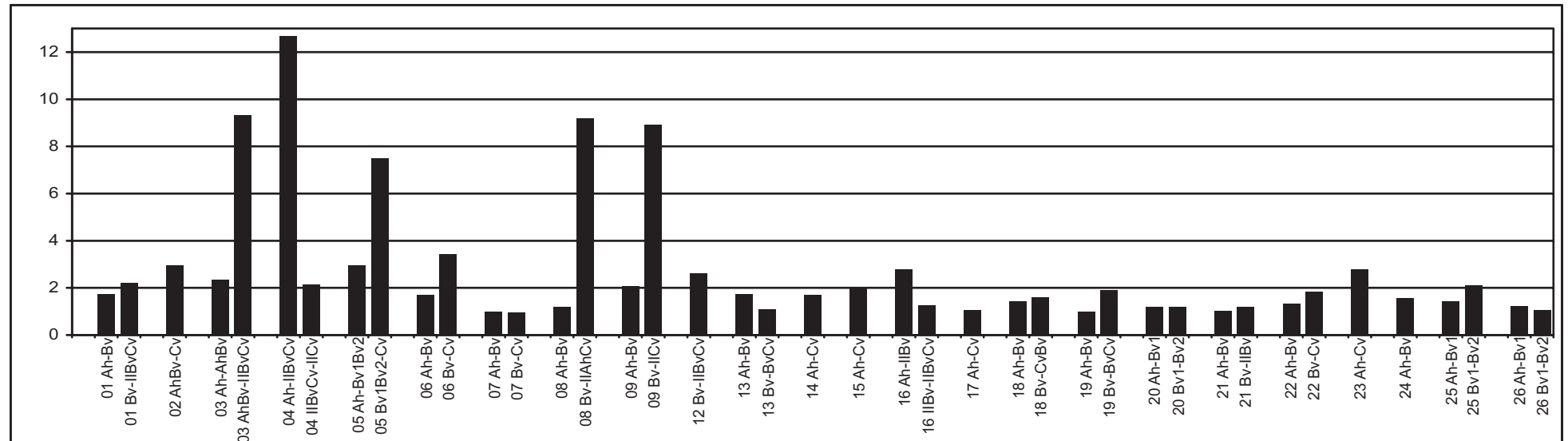
Anhang 9b: Homogenitätsindex Zr/Sr: Quotient aus den Werten benachbarter Bodenhorizonte
 Appendage 9b: homogeneity index Zr/Sr: quotient of the neighbouring soil horizons



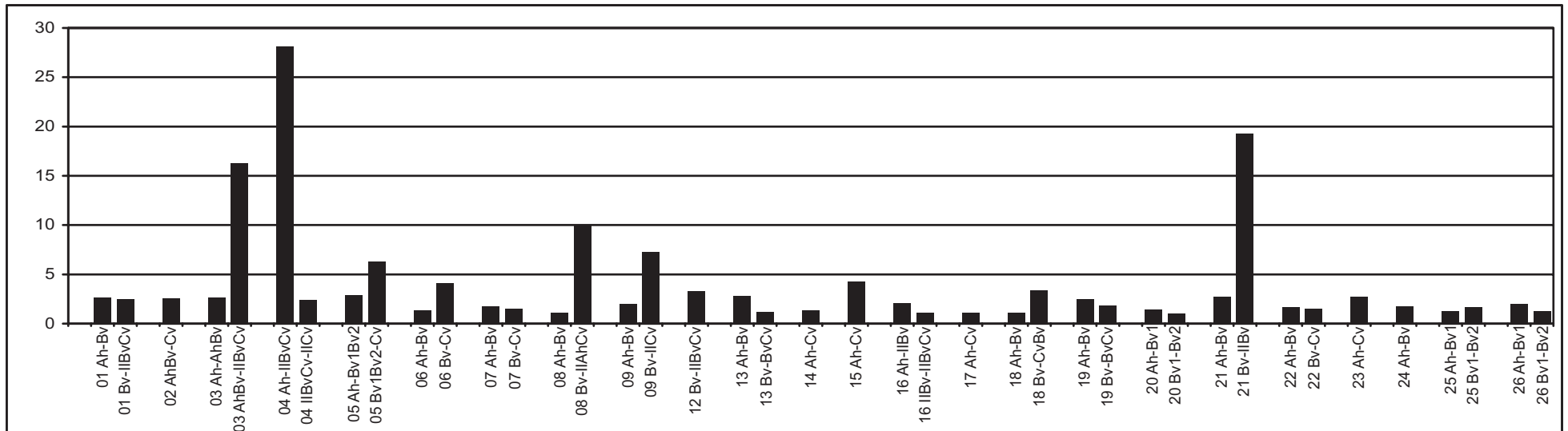
Anhang 9c: Homogenitätsindex Y/Zr: Quotient aus den Werten benachbarter Bodenhorizonte
Appendage 9c: homogeneity index Y/Zr: quotient of the neighbouring soil horizons



Anhang 9d: Homogenitätsindex (gS+mS)/(fS/gU): Quotient aus den Werten benachbarter Bodenhorizonte
Appendage 9d: homogeneity index (gS+mS)/(fS/gU): quotient of the neighbouring soil horizons



Anhang 9e: Homogenitätsindex fS/gS: Quotient aus den Werten benachbarter Bodenhorizonte
 Appendage 9e: homogeneity index fS/gS: quotient of the neighbouring soil horizons



Anhang 9f: Homogenitätsindex Q2: Quotient aus den Werten benachbarter Bodenhorizonte
 Appendage 9f: homogeneity index Q2: quotient of the neighbouring soil horizons

